

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**Departamento de Petrología y Geoquímica**



**PROCEDENCIA Y DIAGÉNESIS DE LOS SEDIMENTOS  
DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR  
(FACIES WEALD) EN LAS SUBCUENCAS  
OCCIDENTALES DE LA CUENCA DEL MAESTRAZGO,  
CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL**

**MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE  
DOCTOR POR**

**Miguel Ángel Caja Rodríguez**

**Bajo la dirección de los Doctores:**

**Rafaela Marfil Pérez  
Ramón Salas Roig**

**Madrid, 2004**

**ISBN: 84-669-2586-4**



TESIS DOCTORAL

**PROCEDENCIA Y DIAGÉNESIS DE LOS SEDIMENTOS  
DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR  
(FACIES WEALD)  
EN LAS SUBCUENCAS OCCIDENTALES  
DE LA CUENCA DEL MAESTRAZGO,  
CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL**

**MIGUEL ÁNGEL CAJA RODRÍGUEZ**

Departamento de Petrología y Geoquímica  
Universidad Complutense de Madrid

Madrid, 2004





Departamento de Petrología y Geoquímica  
Universidad Complutense de Madrid

TESIS DOCTORAL

**PROCEDENCIA Y DIAGÉNESIS DE LOS SEDIMENTOS  
DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR  
(FACIES WEALD)  
EN LAS SUBCUENCAS OCCIDENTALES  
DE LA CUENCA DEL MAESTRAZGO,  
CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL**

**MIGUEL ÁNGEL CAJA RODRÍGUEZ**

Madrid, Mayo de 2004

TESIS DOCTORAL

MIGUEL ÁNGEL CAJA RODRÍGUEZ

**PROCEDENCIA Y DIAGÉNESIS DE LOS SEDIMENTOS  
DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR (FACIES WEALD)  
EN LAS SUBCUENCAS OCCIDENTALES DE LA CUENCA DEL MAESTRAZGO,  
CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL**

Departamento de Petrología y Geoquímica  
Universidad Complutense de Madrid

Madrid, Mayo de 2004

Director: Dra. Rafaela Marfil Pérez (UCM)

Co-director: Dr. Ramon Salas Roig (UB)

Memoria presentada para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid bajo la dirección de la Dra. D<sup>a</sup>. Rafaela Marfil Pérez, Catedrática de Petrología Sedimentaria de dicho departamento, y la co-dirección del Dr. D. Ramon Salas Roig, Profesor Titular del Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica de la Universitat de Barcelona.

VºBº

VºBº

Fdo: Rafaela Marfil Pérez

Fdo: Ramon Salas Roig

A mis padres

*...how many years  
can a mountain exist  
before it's washed  
to the sea?...  
the answer my friend  
is blowing in the wind...*

(Bob Dylan)

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no habría sido posible sin la supervisión, los consejos y la experiencia de Rafaela Marfil y Ramon Salas. Han transcurrido algo más de cuatro años desde el inicio de la Tesis, durante los cuales ha habido ocasión para todo tipo de situaciones, desde las apacibles reuniones en Barcelona hasta las “duras” jornadas de campo (muestrear a finales de Noviembre en Teruel puede ser algo realmente “frío”). Sin embargo, la paciencia, interés y el saber hacer de ambos directores han hecho que los objetivos se hayan cumplido, tal y como se pensó en un principio.

Además tengo que agradecer la colaboración de un gran número de personas que de una u otra forma se han visto implicados en el desarrollo de este trabajo:

-Del *Departamento de Petrología y Geoquímica (UCM)*: Carlos Rossi y José Andrés de la Peña, tanto por la revisión de varios trabajos para revistas, congresos o el DEA, como por los consejos dados en la preparación de las muestras de areniscas, así como otras pequeñas dudas surgidas acerca del enfoque y tratamiento de los distintos temas de la Tesis; Carlos Villaseca, Cecilia Pérez-Soba y Pilar Andonaegui por los comentarios y amabilidad de prestarme toda la bibliografía referente al Sistema Central y Montes de Toledo; Pepe Arribas por su ayuda, tanto con los datos de los análisis modales, como por las indicaciones sobre los distintos gráficos empleados en aspectos de procedencia; Soledad Fernández Santín y M<sup>a</sup> José Pellicer por el tratamiento de los datos numéricos de los análisis de microsonda y de roca total; Pepe Tánago, José Luis Brändle, Alfredo Fernández-Larios, Juan Luis Baldonado, Alfonso Rodríguez y Eugenio Baldonado por su apoyo en la realización de los análisis en la microsonda electrónica, la asistencia con el MEB y las facilidades que siempre me proporcionaron; Ángel La Iglesia por los comentarios sobre los DRX, el ATD y sus indicaciones para la extracción y tratamiento de las fracciones arcillosas; Javier Escuder por los interesantes aspectos comentados sobre la estructura de la Cordillera Ibérica y la evolución del Sistema Central, así como las buenas horas de despacho compartidas al comienzo de la Tesis;

Carmen Galindo por la rapidez y consejos con los análisis de isótopos de Sr; Pedro Castiñeiras por los “consejos y ayuda” prestada en temas de informática; Jenny Estupiñán, Cristina de Ignacio, Cristina Martín, Ruth González, Raquel Herrera, David Orejana, María Ochoa y Sonia por su compañía durante estos años en el mismo departamento.

-Del *Taller de preparación de láminas delgadas (Dpto. Petrología y Geoquímica, UCM)*: Pedro Lozano, Marian Barajas, Carmen Valdehita, Miguel Juanco por entender mis necesidades en cuanto a calidad y rapidez en la obtención de láminas delgadas y preparación de muestras.

-Del *Taller de preparación de láminas delgadas (Dpto. Estratigrafía, UCM)*: Isabel Sevillano y Gilberto por el tratamiento de algunas de las fracciones arcillosas y por el uso del micro-drill.

-Del *Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica (Universitat de Barcelona)*: Albert Permanyer por su ayuda en el campo, las aportaciones realizadas acerca de las características de la Cordillera Ibérica, la obtención de los parámetros térmicos y la modelización térmica; Anna Travé por sus comentarios referentes a los cementos carbonáticos y los problemas que surgieron para su interpretación.

-Del *Departamento de Estratigrafía (UCM)*: Ramón Mas por facilitarme el uso de la catodoluminiscencia “fría” y del micro-drill. A Maribel Benito por la ayuda prestada no sólo con el manejo del equipo de catodoluminiscencia, sino con sus observaciones y comentarios, además de las discusiones acerca de la geoquímica isotópica en Michigan.

-Del *Departamento de Ciencias de la Tierra, Área de Petrología y Geoquímica (Universidad de Zaragoza)*: Marceliano Lago por su amabilidad y generosidad con sus comentarios acerca de la geoquímica de las areniscas y lutitas e interpretación de la procedencia.

-Del *Departamento de Geodinámica (UCM)*: Meaza Tsige por su ayuda con el análisis estructural y el apoyo durante el congreso Geofluids IV en Utrecht (Holanda).

-Del *Departamento de Cristalografía y mineralogía (UCM)*: Tomás Martín Crespo por su interés mostrado en la realización del estudio de IF en cementos carbonáticos y de cuarzo.

-Del *Department of Earth Sciences, University of Windsor (Ontario, Canadá)*: Ihsan S. Al-Aasm por el aprendizaje de la técnica de análisis de isótopos estables C y O en calizas y dolomías; Misuk Yun y Cristine por su ayuda prestada en el laboratorio de isótopos, con el manejo del nitrógeno líquido y otras sustancias “peligrosas”; Daniel, Mack, Johari, Loh-lie y Sean por su compañía y ayuda prestada en Canadá.

-Del *Department of Earth Sciences, Uppsala University (Suecia)*: Sadoon Morad por los comentarios y la discusión sobre todos los aspectos relacionados con la diagénesis; Howri Mansurbeg, Mohamed Kalefa y Khalid Al-Ramadan por su ayuda durante mi estancia breve en Uppsala, que hicieron que fuese más cálida.

-Del *Institute of Geological Sciences, University of Bern (Switzerland)*: Karl Ramseyer por las observaciones y comentarios acerca de la CL “caliente” y su aplicación a la interpretación de la procedencia.

-Del *Ciemat*: Berta de la Cruz por la realización de los ATD.

-De la *Estación Experimental del Zaidín (CSIC, Granada)*: Antonio Delgado por la obtención de los datos de isótopos de H, así como los comentarios y su ayuda prestada para la interpretación de los mismos.

-Del *Centro SPIN, Departement GENERIC de la Ecole Nationale Supérieure des Mines de St. Etienne (Francia)*: Daniel García por las ideas aportadas y las sugerencias realizadas en la interpretación de los datos geoquímicos.

Y a todas aquellas personas que aquí no son citadas, pero que de igual forma se vieron implicadas en el desarrollo de la Tesis, les agradezco su ayuda.

# ÍNDICE

Abstract, i  
Resumen, iii

## **1.- Introducción, 1**

## **2.- Objetivos, 3**

## **3.- Situación geográfica, 5**

## **4.- Encuadre geológico, 7**

4.1.- Subcuencas marginales de la Cuenca del Maestrazgo: Área de estudio, 7

## **5.- Formación y desarrollo de la Cuenca Ibérica, 11**

5.1.- Etapa de *Rift* 1 (Pérmico superior-Triásico superior), 13

5.2.- Etapa de *Post-rift* 1 (Jurásico inferior y medio), 13

5.3.- Etapa de *Rift* 2 (Jurásico superior-Cretácico inferior), 13

5.4.- Etapa de *Post-rift* 2 (Cretácico superior), 16

## **6.- Revisión bibliográfica, 17**

6.1.- Introducción a las facies *Weald*, 17

6.2.- Antecedentes, 18

6.2.1.- Facies *Weald* en el área de estudio y en áreas adyacentes, 18

6.2.2.- Formaciones litoestratigráficas del límite Jurásico-Cretácico, 19

6.2.3.- Ambientes de sedimentación y su relación con la tectónica, 20

6.2.4.- Composición, procedencia y diagénesis, 24

6.2.5.- Caracterización de fluidos y mineralizaciones asociados a fracturas y aspectos relativos a rocas madre y almacén de hidrocarburos, 25

## **7.- Metodología, 29**

7.1.- Recopilación bibliográfica, 29

7.2.- Trabajo de campo, 29

7.3.- Trabajo de laboratorio, 31

7.3.1.- Preparación de muestras de areniscas, 31

7.3.2.- Obtención de láminas delgadas:, 31

7.3.2.1.- Para el estudio petrográfico y análisis modal, 31

7.3.2.2.- Para el análisis mediante microsonda electrónica, 32

7.3.2.3.- Para el estudio de las inclusiones fluidas, 32

- 7.3.3.- Estudios realizados sobre las láminas delgadas, 32
  - 7.3.3.1- Estudio petrográfico, 32
  - 7.3.3.2- Análisis modales, 32
  - 7.3.3.3- Microsonda electrónica, 34
  - 7.3.3.4- Microscopía con cátodoluminiscencia “fría”, 35
  - 7.3.3.5- Microscopía con cátodoluminiscencia “caliente”, 35
  - 7.3.3.6- Inclusiones fluidas (IF), 36
- 7.3.4.- Estudios sobre muestra con fractura natural y roca disgregada, 36
  - 7.3.4.1.- Difracción de rayos-X (DRX), 36
  - 7.3.4.2.- Microscopía electrónica de barrido (MEB), 37
  - 7.3.4.3.- Análisis Térmico Diferencial (ATD), 38
- 7.3.5.- Análisis de elementos mayores, menores y traza (REE) en roca total, 38
- 7.3.6.- Isótopos C y O, 38
- 7.3.7.- Isótopos H y O, 38
- 7.3.8.- Isótopos de Sr, 39
- 7.3.9.- Reflectancia de la vitrinita (Ro), 39
- 7.3.10.- Modelización térmica, 39

## **8.- Estratigrafía, 41**

- 8.1.- Fm. Bovalar, 41
  - Corte 0: “Cedrillas”, 41
- 8.2.- Fm. Mora, 44
  - Corte 1: “Cerro del Morrón”, 44
- 8.3.- Fm. Castellar, 50
  - Corte 2: “Barranco de las Casas”, 51
  - Corte 3: “Carretera de El Castellar a Formiche Alto”, 52
  - Corte 4: “La Venta de Villahermosa del Río”, 53
  - Corte 5: “Miravete”, 54
  - Corte 6: “Aliaga-Santa Bárbara”, 55
- 8.4.- Fm. Camarillas, 57
  - Corte 7: “Barranco de las Casas”, 58
  - Corte 8: “Pista del Penyagolosa, Mas del Quemado”, 60
  - Corte 9: “Miravete”, 62
  - Corte 10: “Aliaga-Santa Bárbara”, 63
- 8.5.- Fm. Artoles, 66
  - Corte 11: “Cerro del Barranco del Azotejo”, 67
  - Corte 12: “Pista del Penyagolosa, Mas del Quemado”, 68
  - Corte 13: “Miravete”, 69
  - Corte 14: “Aliaga-Santa Bárbara”, 70

## **9.- Análisis estructural, 73**

## **10.- Petrología, 77**

- 10.1.- Componentes detríticos, 77
- 10.2.- Tipos de cuarzozos, 85
  - 10.2.1.- Cuarzo monocristalino y policristalino, 85
  - 10.2.2.- Tipos de cuarzo según Basu *et al.* (1975), 88
  - 10.2.3.- Datos de catodoluminiscencia “caliente”, 88
- 10.3.- Tipos de feldespatos, 93
- 10.4.- Tipos de fragmentos de roca, 96
- 10.5.- Otros componentes del esqueleto, 97
- 10.6.- Diagramas ternarios QFL, 98

## **11.- Composición química de las areniscas, 101**

- 11.1.- Elementos mayores, 101
- 11.2.- Elementos menores y traza (REE), 107
- 11.3.- Diagramas multielementales y de REE, 112
- 11.4.- Grado de meteorización, 112
- 11.5.- Análisis químico en fases minerales: Turmalinas, 114

## **12.- Composición mineralógica y química de lutitas, 117**

- 12.1.- Mineralogía de las lutitas (DRX), 117
- 12.2.- Composición química, 118
  - 12.2.1.- Elementos mayores, 118
  - 12.2.2.- Elementos menores y traza (REE), 124
  - 12.2.3.- Diagramas multielementales y de REE, 129
  - 12.2.4.- Grado de meteorización, 131

## **13.- Discusión de los resultados de composición: Interpretación de la procedencia, 133**

- 13.1.- Paleocorrientes y paleogeografía, 133
- 13.2.- Análisis petrográfico frente a análisis químico, 134
- 13.3.- Análisis de las petrofacies, 134
  - 13.3.1.- Tipos de cuarzozos, 135
  - 13.3.2.- Análisis de los datos de CL “caliente”, 137
  - 13.3.3.- Restauración de la composición original del sedimento, 137
    - 13.3.3.1.- *Feldespatos*, 137
    - 13.3.3.2.- *Fragmentos de roca*, 138
    - 13.3.3.3.- *Diagrama de clasificación QFR restaurado*, 138
  - 13.3.4.- Diagramas ternarios QFL, 140
    - 13.3.4.1.- *Diagrama QFL restaurado*, 142
- 13.4.- Análisis de los datos químicos, 143
  - 13.4.1.- Elementos mayores, 143
  - 13.4.2.- Elementos menores y traza (REE), 146
  - 13.4.3.- Diagramas multielementales y de REE, 154
    - 13.4.3.1.- *Comparación con las rocas volcánicas de la Cordillera Ibérica*, 155



- 12.4.3.2.- *Comp. con las rocas graníticas del Sistema Central y Montes de Toledo*, 159
- 13.4.3.3.- *Comp. con las pizarras del Paleozoico de la Cordillera Ibérica*, 160
- 13.4.3.4.- *Comp. con las areniscas del Buntsandstein y los metasedimentos del Paleozoico*, 160
- 13.4.3.5.- *Comp. de REE entre las areniscas y lutitas estudiadas*, 162
- 13.4.4.- *Grado de meteorización*, 163
- 13.4.5.- *Análisis químico en fases minerales: turmalinas*, 165
- 13.4.6.- *Mineralogía de lutitas (DRX)*, 167
- 13.5.- *Interpretación de la procedencia dentro del contexto de la Cuenca del Maestrazgo*, 167

## **14.- Matriz diagenética y cementos arcillosos**, 171

- 14.1.- Estudio mediante microscopía óptica, 171
- 14.2.- Estudio mediante DRX y ATD, 173
- 14.3.- Estudio al MEB, 177
- 14.4.- Datos isotópicos para el caolín, 181

## **15.- Otros cementos**, 183

- 15.1.- *Cemento de cuarzo*, 183
  - 15.1.1.- *Inclusiones fluidas*, 185
- 15.2.- *Cementos carbonáticos*, 187
  - 15.2.1.- *Cementos carbonáticos en las fracturas de las calizas del Jurásico superior*, 187
    - 15.2.1.1.- *Fm. Bovalar*, 187
      - 1.- Cementos carbonáticos en los estilolitos abiertos (e2) y en las fracturas g1, 187
      - 2.- Cementos carbonáticos en las fracturas g2 y en las fallas f2, 187
        - (A) Dolomita rómbica, 187
        - (B) Dolomita *saddle*, 187
        - (C) Dolomita calcitizada, 189
        - (D) Cemento de calcita, 189
  - 15.2.2.- *Cementos carbonáticos en las areniscas y calizas del Cretácico inferior*, 194
    - 15.2.2.1.- *Fm. Mora*, 194
      - 1.- Calcita intergranular en parches y reemplazando feldespatos, 194
      - 2.- Dolomita rómbica, 196
    - 15.2.2.2.- *Fm. Castellar*, 197
      - 1.- Calcita intergranular en parches y reemplazando feldespatos, 197
      - 2.- Calcita rellenando fósiles, 199
      - 3.- Cementos en venas verticales, 200
      - 4.- Conchas de fósiles, 201
    - 15.2.2.3.- *Fm. Camarillas*, 202
      - 1.- Calcita intergranular y en parches, 202

- 2.- Calcita reemplazando a feldespatos, 202
- 3.- Dolomita *saddle*, 202
- 4.- Dolomita rómbica, 202
- 5.- Calcita poiquilotópica, 205
- 6.- Cementos en venas verticales, 205

15.2.2.4.- *Fm. Artoles*, 206

- 1.- Calcita relleno fósiles, 206
- 2.- Cementos en venas verticales, 208
- 3.- Conchas de fósiles, 208

15.2.3.- Isótopos estables C y O, 209

15.2.4.- Isótopos radiogénicos Sr, 211

15.3.- Cemento de barita y feldespato-K, 212

**16.- Procesos de albitización, 213**

16.1.- Composición química feldespatos, 213

16.1.1.- Elementos mayores, 213

16.1.2.- Elementos menores, 219

16.2.- Análisis de feldespatos mediante CL, BSE y MEB, 221

**17.- Evolución de la porosidad, 227**

17.1.- Porosidad primaria y secundaria, 227

17.2.- Distribución de la porosidad frente a la profundidad, 229

17.3.- Compactación mecánica y química, 230

17.4.- Compactación frente a cementación, 232

**18.- Modelo térmico y de enterramiento (subcuenca de Penyalosa), 237**

18.1.- Reflectancia de la vitrinita, 237

18.2.- Historia de enterramiento, 240

18.3.- Modelización térmica, 243

**19.- Discusión: Secuencia y modelo diagenético, 247**

19.1.- Definición diagénesis, 247

19.2.- Etapas diagenéticas, 247

19.3.- Condiciones ambientales y eodiagenéticas del Cretácico inferior, 248

19.4.- Matriz diagenética y cementos arcillosos, 248

19.5.- Otros cementos, 251

19.5.1.- Cemento cuarzo, 251

19.5.2.- Cementos carbonáticos, 253

19.5.2.1.- *En areniscas (facies Weald, Cretácico inferior)*, 253

19.5.2.2.- *En restos fósiles (fms. Castellar y Artoles)*, 254

19.5.2.3.- *Dolomita rómbica y saddle*, 255

19.5.2.4.- *Cementos en fracturas sub-verticales*, 257

19.6.- [Procesos de albitización](#), 260

19.7.- [Evolución de la porosidad](#), 261

19.8.- [Secuencia diagenética](#), 261

19.9.-[Modelo térmico](#), 263

**20.- Conclusiones**, 269

20.1- Procedencia, 269

20.2.- Diagénesis, 270

**21.- Bibliografía**, 273

**22.- Anexos**, 293

-Índice de abreviaturas, 293

-Anexo 1. Análisis químicos de microsonda electrónica en feldespatos

-Anexo 2. Análisis químicos de microsonda electrónica en carbonatos

### Abstract

The first objective of this Thesis is the petrographic and geochemical characterization (major, trace and rare earth element abundances) of the Lower Cretaceous sandstones and shales from the Maestrat Basin, in order to discriminate samples from different units and assess their provenance and weathering conditions. The second goal is to determine the timing and conditions of diagenetic processes affecting these sediments, and to understand their occurrence within the Maestrat Basin setting and the calculated burial and thermal model of Penyalosa sub-basin.

Maestrat Basin is located in the Eastern part of the Iberian Basin. During Late Jurassic- to Early Cretaceous rift stage, several sub-basins were developed. The study area corresponds to the most Eastern sub-basins: Aliaga, Galve and Penyalosa (Teruel and Castellón, Spain), which were filled by fluvial to transitional sandstones and lacustrine carbonates (*Weald* facies) evolving to marine limestones (*Urgon* facies). These sub-basins trapped clastic sediments from the W and N-NW, where potential source areas are igneous (plutonic and volcanic), metamorphic and pre-rift Triassic and Jurassic sedimentary cover rocks.

Modal composition of the three distinguished syn-rift sandstones (*Weald* facies) are:  $Q_{86} F_8 Lt_6$  for the basal Mora Formation,  $Q_{86} F_{10} Lt_4$  for the overlying Castellar Formation, and  $Q_{76} F_{21} Lt_3$  for the top Camarillas Formation. The main petrographic features are: (1) dominant violet igneous quartz and subordinate brownish luminescent metamorphic quartz, (2) upward increase of feldspar content, (3) only albite in the Mora Formation, (4) low- and medium-grade metamorphic rock fragments, and (5) a slight increase of plutonic rock fragments towards the uppermost sandstones.

All the studied sandstones show a calc-alkaline multi-elemental trace and REE trends, normalized to primitive mantle, which is characterized by depleted Nb, Sr, P and Ti values and enrichment in Rb, U, La, Nd, Zr and Y. The calc-alkaline trend is similar to igneous rocks from the Central Iberian Massif. The low chemical index alteration (CIA) values do not reflect intense weathering conditions in the source region. Mora sandstones present the highest  $\Sigma REE$  ratios, which are similar to Paleozoic shales from the Iberian Range.

Therefore, the combination of petrographic and geochemical data suggest a slight difference in Mora sandstones provenance, which can be explained by the contribution of Paleozoic shales and metasediments, previously to the uplifting and erosion of the granites from the Central Iberian Massif during the Castellar and Camarillas sedimentation.

The main diagenetic processes affecting sandstones such as the development of pseudo and epimatrix, feldspar replacement by kaolin and calcite, partial to total feldspar dissolution and the albitization process were taken in mind in the provenance interpretation.

Other important diagenetic processes are (i) dominant mechanical and chemical compaction, which caused porosity reduction and excluded late cementation, (ii) quartz cementation (Th=122 to 160°C; 2,5 to 6,8% eq. wt. NaCl), (iii) hydrothermal carbonate cements associated to fractures and faults with the precipitation of saddle dolomite (Th=110 to 155°C; 21,5 to 23,5% eq. wt. NaCl) and calcite (Th=160 to 260°C; 5,5 to 9,5% eq. wt. NaCl), (iv) kaolin to dickite transformation (-60 to -53 ‰  $\delta D$  V-SMOW), and (v) pervasive albitization of Mora Formation sandstones.

Consequently, the observed diagenetic process sequence has been interpreted within the Maestrat Basin. Based on the Penyagolosa sub-basin burial and thermal model, the studied sediments were buried up to 1700 m and reached a maximum temperature of 65°C. However, the palaeotemperatures obtained from vitrinite reflectance (125 to 150°C), the homogenization temperatures in quartz cement fluid inclusions, the kaolin to dickite transformation and the precipitation of hydrothermal saddle dolomite and calcite in fractures/faults suggest the circulation of hydrothermal fluids, coming from the evaporitic Triassic and Liassic brines. This hydrothermal fluid circulation could be related to the Danian Mississippi Valley type ore deposits (Pb-Zn), reported in the Maestrat Basin.

## Resumen

La cuenca del Maestrazgo está situada en la parte oriental de la Cadena Ibérica. Durante el periodo de *rift* Jurásico superior-Cretácico inferior se diferenciaron varias subcuencas. El área de estudio de esta Tesis Doctoral se centra en las tres más occidentales: Aliaga, Galve y Penyagolosa, situadas entre las provincias de Teruel y Castellón. Estas subcuencas fueron rellenadas durante el Cretácico inferior por depósitos detríticos. Estos sedimentos se caracterizan por ser areniscas fluviales con intercalaciones de carbonatos lacustres (facies *Weald*) que evolucionan hacia techo a carbonatos marinos (facies *Urgon*).

La composición modal media de las areniscas de las tres formaciones sin-*rift* estudiadas (facies *Weald*) es:  $Q_{86} F_8 Lt_6$  para la Fm. Mora situada en la base,  $Q_{86} F_{10} Lt_4$  para la suprayacente Fm. Castellar, y  $Q_{76} F_{21} Lt_3$  para la Fm. Camarillas situada al techo de las anteriores.

Las principales características petrográficas son: (1) predominio de los granos de cuarzo con luminiscencia violeta de origen ígneo y de forma más subordinada marrón, de origen metamórfico (más abundantes en las formaciones Mora y Castellar), (2) incremento de la cantidad de feldespato-K hacia techo (Fm. Camarillas), (3) presencia exclusiva de albita en la Fm. Mora, (4) predominio de los fragmentos de roca metamórficos de bajo y medio grado en las areniscas inferiores (Mora y Castellar), (5) ligero incremento de los fragmentos de roca plutónicos hacia el techo de las tres formaciones estudiadas, y (6) en areniscas y lutitas, presencia significativa de minerales de arcilla como la clorita en las formaciones Mora y Castellar y de illita en la Fm. Camarillas.

Las características geoquímicas son: (1) un contenido en elementos mayores de areniscas y lutitas consistente con una trayectoria de meteorización a partir de rocas de tipo granítico, (2) una tendencia calco-alcalina con empobrecimiento en Nb, Sr, P y Ti y enriquecimiento en Rb, U, La, Nd, Zr e Y, en todas las areniscas, la cual es comparable a las rocas graníticas del Sistema Central y los Montes de Toledo, (3) una pauta de elementos traza y de REE que también es comparable a las areniscas del Triásico y a los metasedimentos de los Montes de Toledo, (4) una pauta de las lutitas (similar al PAAS y las pizarras del Paleozoico de la Cordillera Ibérica), representativa de la composición de rocas de la corteza continental superior, indicando un área fuente predominante de tipo félsico, (5) las areniscas de la Fm. Mora presentan valores más altos en la mayoría de elementos REE, en relación con las de Castellar y Camarillas, (6) las lutitas intercaladas entre las areniscas tienen mayores contenidos en REE, similares a los de las areniscas de la Fm. Mora, (7) la composición química de las turmalinas (chorlo) en las areniscas es comparable a las presentes en rocas granítico-gneísicas del Sistema Central, y (8) el índice de alteración química (CIA) indica condiciones de meteorización no demasiado intensa.

Por lo tanto, la combinación de los datos petrográficos y geoquímicos sugiere un aporte para las areniscas y lutitas a partir de rocas del Macizo Ibérico, del tipo de

los granitos-gneises del Sistema Central y de los Montes de Toledo, con aportes subordinados de metapelitas y rocas metamórficas, además de las pizarras del Paleozoico presentes en la Cordillera Ibérica. También podría considerarse un reciclado de materiales previos (areniscas Triásico), aunque no queda totalmente corroborado por los datos petrográficos.

Las diferencias observadas en la Fm. Mora estarían ligadas a los primeros momentos de basculamiento de la subcuenca de Penyagolosa y erosión de rocas metamórficas y pizarras del Paleozoico, cuando todavía no se había producido la primera etapa de levantamiento y erosión del Sistema Central, relacionada con el evento tectónico Neokimérico del Jurásico superior-Cretácico inferior. El funcionamiento del Sistema Central como área fuente queda mejor reflejado en las características de los sedimentos de las formaciones Castellar y Camarillas.

La interpretación de la procedencia de las areniscas estudiadas (facies *Weald* del Cretácico inferior) está dificultada por la actuación de procesos diagenéticos e hidrotermales que han influido en su composición, como el desarrollo de abundante matriz diagenética (seudomatriz y epimatriz), así como cementos arcillosos, el reemplazamiento de los feldespatos por calcita y caolín, su disolución parcial o total y la albitización.

Otros procesos diagenéticos han sido (i) la importante compactación mecánica y química, que ha provocado una gran reducción de la porosidad y ha limitado la precipitación de cementos tardíos, (ii) la precipitación del cemento de cuarzo (Th=122 a 160°C; 2,5 a 6,8 eq. peso %NaCl de salinidad), (iii) los cementos carbonáticos asociados a fracturas y fallas (Fm. Bovalar), con la precipitación de dolomita *saddle* (Th= 110 a 155°C; 21,5 a 23,5 eq. peso %NaCl de salinidad, -11,5 y -11,3‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB) y calcita (Th=160-260°C, 5,5 a 9,5 eq. peso %NaCl de salinidad, -13,4 a -10‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB), (iv) la transformación de caolinita en dickita (-60 a -53 ‰  $\delta\text{D}$  V-SMOW), y (v) la completa albitización en las areniscas de la Fm. Mora.

La secuencia de procesos diagenéticos observada ha sido interpretada dentro del contexto de la Cuenca del Maestrazgo. Según el modelo térmico realizado para la subcuenca de Penyagolosa, los sedimentos estudiados se habrían enterrado a una profundidad de 1700 m, alcanzando una temperatura máxima de 65°C. Sin embargo, las altas paleotemperaturas obtenidas a partir de la reflectancia de la vitrinita (125 a 150°C) y temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas en cementos de cuarzo, la transformación de la caolinita en dickita, o la presencia de fases hidrotermales de dolomita *saddle* y calcita, asociadas a fracturas y fallas durante el periodo de extensión del Mioceno-Plioceno, implicaría la presencia de unas condiciones térmicas más elevadas, las cuales han sido relacionadas con la circulación de fluidos hidrotermales procedentes de las salmueras de las evaporitas triásicas y del Lías. Estos fluidos podrían estar relacionados con los implicados en el evento de generación de la mineralización de tipo *Mississippi Valley* (Pb-Zn) durante el Daniense, caracterizada por varios autores en la Cuenca del Maestrazgo.

## 1.- Introducción

La presente memoria pretende recoger los resultados obtenidos y las interpretaciones realizadas a partir del trabajo de investigación que ha sido desarrollado en el *Departamento de Petrología y Geoquímica* de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid sobre los sedimentos del Jurásico superior-Cretácico inferior de las subcuencas occidentales de la Cuenca del Maestrazgo.

Dicho trabajo ha sido realizado bajo la dirección de la Dra. Rafaela Marfil Pérez y la co-dirección del Dr. Ramon Salas Roig del *Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica* de la Universitat de Barcelona.

Para su elaboración se ha contado con una beca predoctoral de “Formación del Profesorado Universitario” (2000-2003) del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, con la financiación del proyecto “Diagénesis de enterramiento y fluidos en la evolución de la Cadena Ibérica Oriental durante el Mesozoico” (BTE2000-0574-C03-02) de la DGICYT y con los medios del *Departamento de Petrología y Geoquímica* de la UCM y del *Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica* de la UB.

Además, para el estudio isotópico de los cementos carbonáticos en areniscas y que rellenan fracturas se ha realizado una estancia de 3 meses de duración en el *Department of Earth Sciences* de la *University of Windsor* (Ontario, Canadá). En este periodo se aprendieron y realizaron técnicas de preparación y análisis isotópico en carbonatos, contando con la supervisión y colaboración del Dr. Ihsan S. Al-Aasm, especialista en el campo de la geoquímica isotópica aplicada a las rocas sedimentarias.

También se ha realizado otra estancia de 3 meses en el *Department of Earth Sciences, Uppsala University* (Suecia) bajo la dirección del Dr. Sadoon Morad, especialista en diagénesis de rocas siliciclásticas. Durante esta estancia se han revisado los datos obtenidos en relación con el estudio de los distintos procesos diagenéticos (p.ej. albitización de feldespatos, cementos carbonáticos y secuencia de procesos) con el fin de discutirlos e interpretarlos. Ambas estancias han sido realizadas dentro del programa de “Estancias Breves” en relación con la beca de F.P.U.

En el tratamiento de los datos geoquímicos obtenidos en areniscas y lutitas para la interpretación de la procedencia se ha contado con la colaboración del Dr. Marceliano Lago de la Universidad de Zaragoza, especialista en geoquímica de rocas volcánicas. En varias visitas a su departamento, ha sido de gran ayuda su colaboración en la interpretación de los análisis químicos.

De gran ayuda han sido las discusiones sobre la variabilidad geoquímica y su influencia sobre la procedencia con el Dr. Daniel Garcia de la *Ecole Nationale Supérieure des Mines de St. Etienne* (Francia).

Asimismo, el Dr. Karl Ramseyer de la Universidad de Berna (Suiza), especialista en el campo de la procedencia y diagénesis mediante la catodoluminiscencia “caliente”, nos brindó su ayuda con la aplicación de esta técnica para la interpretación de algunos aspectos de la procedencia y secuencia diagenética en las areniscas.



## 2.- Objetivos

Los objetivos que nos hemos propuesto alcanzar en esta Tesis Doctoral han sido, en primer lugar, el estudio de la composición de las areniscas y lutitas que se sedimentaron durante el Cretácico inferior (facies *Weald*), en las subcuencas occidentales de la Cuenca del Maestrazgo, con el fin de interpretar su procedencia y comparar con las posibles áreas fuentes dentro del contexto de la Cordillera Ibérica. En la interpretación de la procedencia se tendrán en cuenta los procesos diagenéticos que afectaron a estos sedimentos y que modificaron su composición original.

El estudio de la composición se hará a partir del análisis petrológico detallado, incluyendo cátodoluminiscencia (CL) “caliente”, y de los datos de geoquímica de elementos mayores, menores, trazas y REE, tanto de las areniscas, como de las lutitas intercaladas. Los resultados obtenidos serán proyectados en los diagramas triangulares clásicos de Dickinson (1985) y Dickinson *et al.* (1983) y en otros diagramas binarios propuestos por diversos autores, así como en diagramas de abundancia de elementos, comparando con los distintos tipos de rocas de las áreas fuentes. Esto permitirá realizar una discusión e interpretación de la procedencia de las areniscas y lutitas, así como contrastar y valorar los datos petrológicos y geoquímicos conseguidos. De este modo, el control detrítico y/o diagenético, el fraccionamiento durante el transporte o la diagénesis y la influencia de los minerales autigénicos sobre algunos elementos geoquímicos, serán tenidos en cuenta.

Los procesos diagenéticos se estudiarán y caracterizarán con el objeto de conocer su evolución y secuencia durante la historia de enterramiento de estas areniscas (facies *Weald*). Esta Tesis Doctoral queda enmarcada dentro del desarrollo de un proyecto de la DGICYT

(BTE2000-0574-C03-02), en el cual, los principales intereses han sido el conocimiento de los procesos diagenéticos que se han producido durante el enterramiento y el establecimiento de su relación con los paleofluidos que han circulado por la cuenca, durante las distintas etapas de su enterramiento y emersión. Por ello, el estudio de la diagénesis no se restringirá únicamente a las areniscas, sino que también se estudiarán los procesos de cementación carbonática que están asociados a fracturas, tanto en areniscas, como en las calizas del Titónico, del Valanginiense-Hauteriviense o del Barremiense. Para la consecución de estos objetivos, se realizarán estudios petrológicos (CL “fría” y “caliente”, MEB) y geoquímicos (microsonda electrónica), incluyendo la obtención de isótopos estables (C y O en carbonatos, H en minerales de la arcilla) y radiogénicos (Sr en carbonatos). Estos análisis permitirán deducir la naturaleza de los fluidos, las condiciones de precipitación y su circulación dentro del marco de evolución de la Cuenca del Maestrazgo. Las condiciones en que tuvieron lugar los diversos procesos diagenéticos, serán contrastadas con las obtenidas a partir de la modelización térmica y de enterramiento, que se realizará para una de las subcuencas estudiadas.

En base a los objetivos propuestos, esta Tesis Doctoral pretende contribuir al conocimiento de la Cuenca del Maestrazgo, aportando un estudio detallado sobre la procedencia y diagénesis de los sedimentos del *rifting* Jurásico superior-Cretácico inferior. Estos aspectos tendrán en cuenta los trabajos estratigráficos, sedimentológicos y tectónicos realizados previamente en esta cuenca, lo que permitirán un mejor entendimiento de la historia geológica de los sedimentos, considerando los procesos y las condiciones en que tuvieron lugar.

### 3.- Situación geográfica

*"El Maestrazgo es una comarca aislada;  
en realidad, independiente de Valencia y de Aragón;  
es como una plataforma alta,  
erizada de montes como conos truncados,  
verdaderos castillos naturales,  
limitada por los antiguos reinos de Cataluña, Aragón y Valencia  
y extendida hasta el Mediterráneo.  
El Maestrazgo es un país seco, árido, frío;  
pero sin embargo,  
tiene recursos para su población.  
Es un país de guerrilleros ..."*

*(La Venta de Mirambel, Pío Baroja).*

La denominación de “Maestrazgo” ha sido recientemente aceptada de forma oficial por la Comunidad Autónoma de Aragón, para designar a una comarca interprovincial situada al Este de la Península Ibérica y que comprende gran parte de las provincias de Teruel y Castellón. Históricamente el nombre de Maestrazgo procede de maestro, jefe o primera dignidad de una orden militar (Simó, 1982), en concreto de la jurisdicción que ejercía el Maestro de la orden militar de Montesa (1317-1592), sobre una extensa porción del territorio que comprendía las actuales comarcas del Alt Maestrat, Baix Maestrat, una parte de la Plana Alta y una parte del Alcañatén. Algunas veces, se acostumbra a extender abusivamente el nombre de Maestrazgo a la comarca de Els Ports de Morella e incluso, a otras comarcas aragonesas vecinas. Esta costumbre tiene su origen en una antigua demarcación militar carlista que fue establecida por el general D. Ramón Cabrera, sin ninguna justificación histórica (Salas *et al.*, 1991).

La comarca del Maestrazgo queda limitada al Este por el Mar Mediterráneo, entre las poblaciones costeras de Castellón y Vinaroz; al Norte por la Cuenca del Ebro y la Cadena Costero Catalana; y al Oeste, con dirección Ibérica, por las sierras del Gudar y Espadán. La zona central de esta región estaría definida por las poblaciones de Morella y Villafranca del Cid. En general es típica la orografía abrupta, en la que ríos y montes configuran un paisaje duro con grandes desniveles.

El área estudiada se localiza en la parte más occidental del Maestrazgo y está limitada al Norte por las localidades de Montalbán y Ejulve, al Suroeste por el río Mijares y al Este por la Sierra de la Lastra y la localidad de Lluçena del Cid. Las hojas del mapa geológico que incluyen la zona de estudio son: (1) a escala 1/200.000: 40-Daroca, 47-Teruel y 48-Vinaròs; y (2) a escala 1/50.000: 518-Montalbán, 543-Villarluengo, 567-Teruel, 568-Alcalá de la Selva, 591-Mora de Rubielos, 592-Villahermosa del Río y 615-Alcora (Fig. 3.1.1).

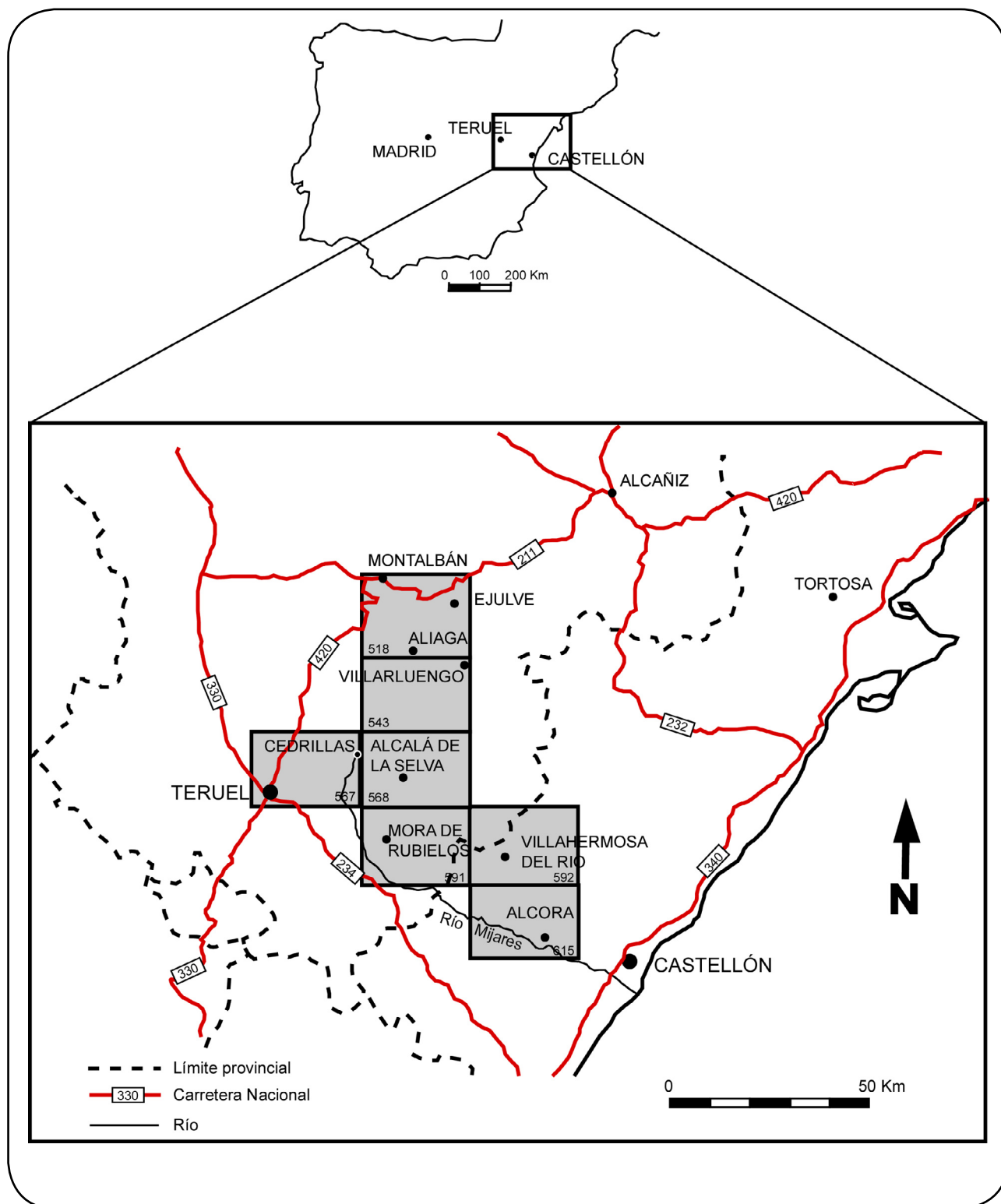


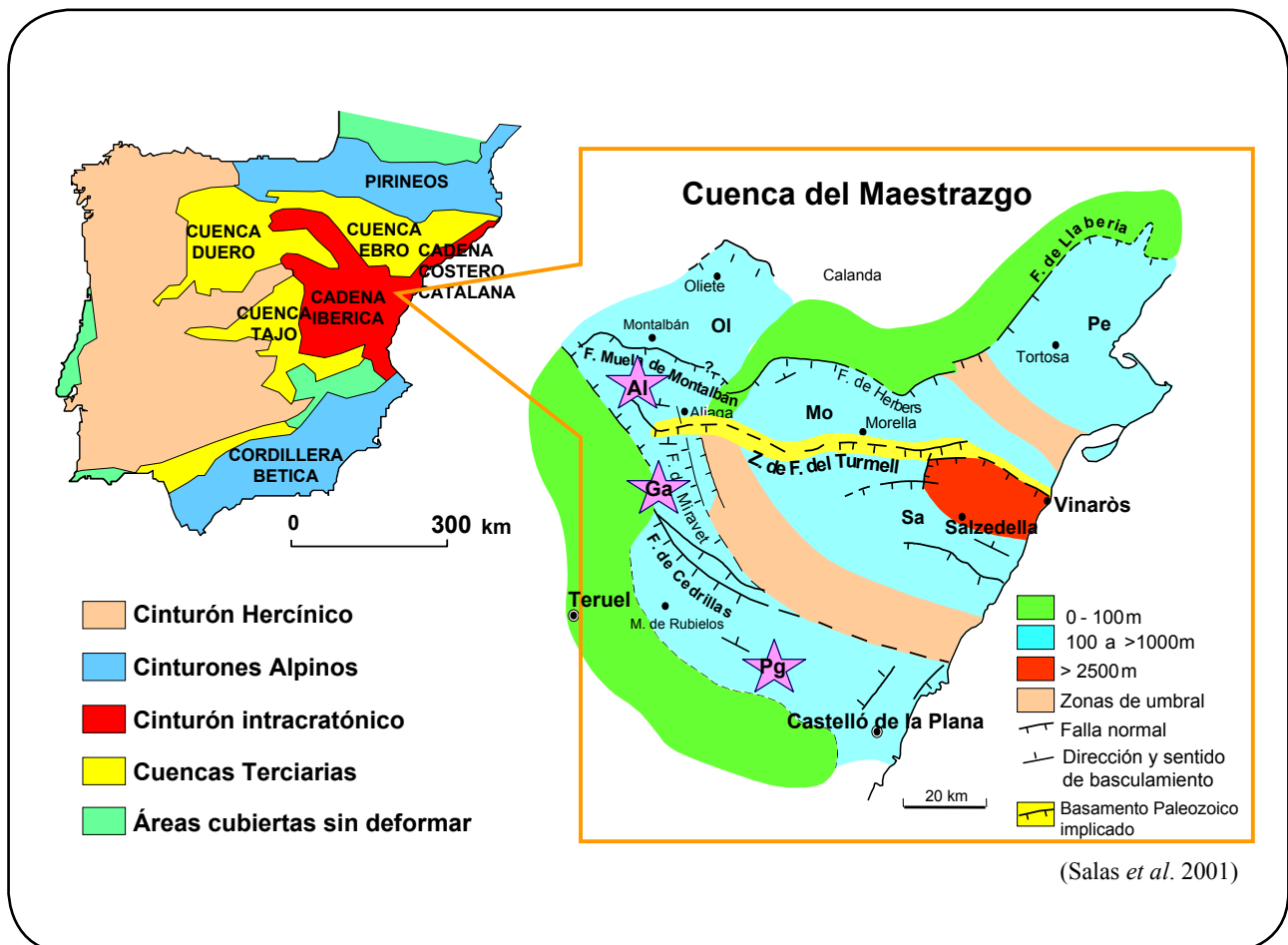
Figura 3.1.1. Situación geográfica y mapas geológicos a escala 1/50.000 del área de estudio.

## 4.- Encuadre geológico

La Cordillera Ibérica es una cadena montañosa de dirección NO-SE, constituida en su mayor parte por depósitos mesozoicos, que se extiende desde el E de Burgos hasta la costa de Castellón y Valencia. Esta cadena se formó durante el Terciario a consecuencia de la inversión de la Cuenca Ibérica. El *rifting* Ibérico se desarrolló en el E de la Península a partir del Pérmico superior y durante el Mesozoico. La Cordillera Ibérica también incluye los depósitos mesozoicos de la Cordillera Costero-Catalana y parte de la Cuenca del Ebro (Salas y Casas, 1993; Guimerà *et al.*, 1995; Salas *et al.*, 2001).

### 4.1.- Subcuencas marginales de la Cuenca del Maestrazgo: Área de estudio.

El área de estudio (Fig. 4.1.1) se encuentra en el sector más oriental de la Cordillera Ibérica y se sitúa dentro de la Cuenca del Maestrazgo. Salas y Guimerà (1996) proponen extender la denominación de Cuenca del Maestrazgo a todo el área que contiene el conjunto de afloramientos de edad jurásica superior-cretácica inferior. De esta forma, atendiendo a la arquitectura de los cuerpos sedimentarios y al conjunto de los principales bloques controlados por fallas sinsedimentarias, la Cuenca del Maestrazgo queda dividida en siete subcuencas: Penyagolosa, La Salzedella, Morella, El Perelló, Aliaga, Galve y Oliete. Este trabajo se centra en las tres más occidentales: las subcuencas de Aliaga, Galve y Penyagolosa (Fig. 4.1.1).



**Figura 4.1.1.** Mapa tectónico simplificado de la Península Ibérica donde se muestran las principales unidades estructurales. La zona ampliada corresponde a la Cuenca del Maestrazgo dentro de la Cadena Ibérica (Salas *et al.*, 2001) donde se pueden observar las 7 subcuencas en que está dividida: Oliete (Ol), Morella (Mo), Perelló (Pe), Salzedella (Sa), Penyagolosa (Pg), Galve (Ga) y Aliaga (Al). Estas tres últimas coinciden con el área de estudio.

Durante el Cretácico inferior, en estas subcuencas se depositaron sedimentos siliciclásticos fluviales con intercalaciones de carbonatos lacustres (facies *Weald*), pasando hacia techo a carbonatos marinos (facies *Urgon*). Las formaciones en facies *Weald* que serán objeto de este estudio (Fig. 4.1.2) son de base a techo (Salas, 1987):

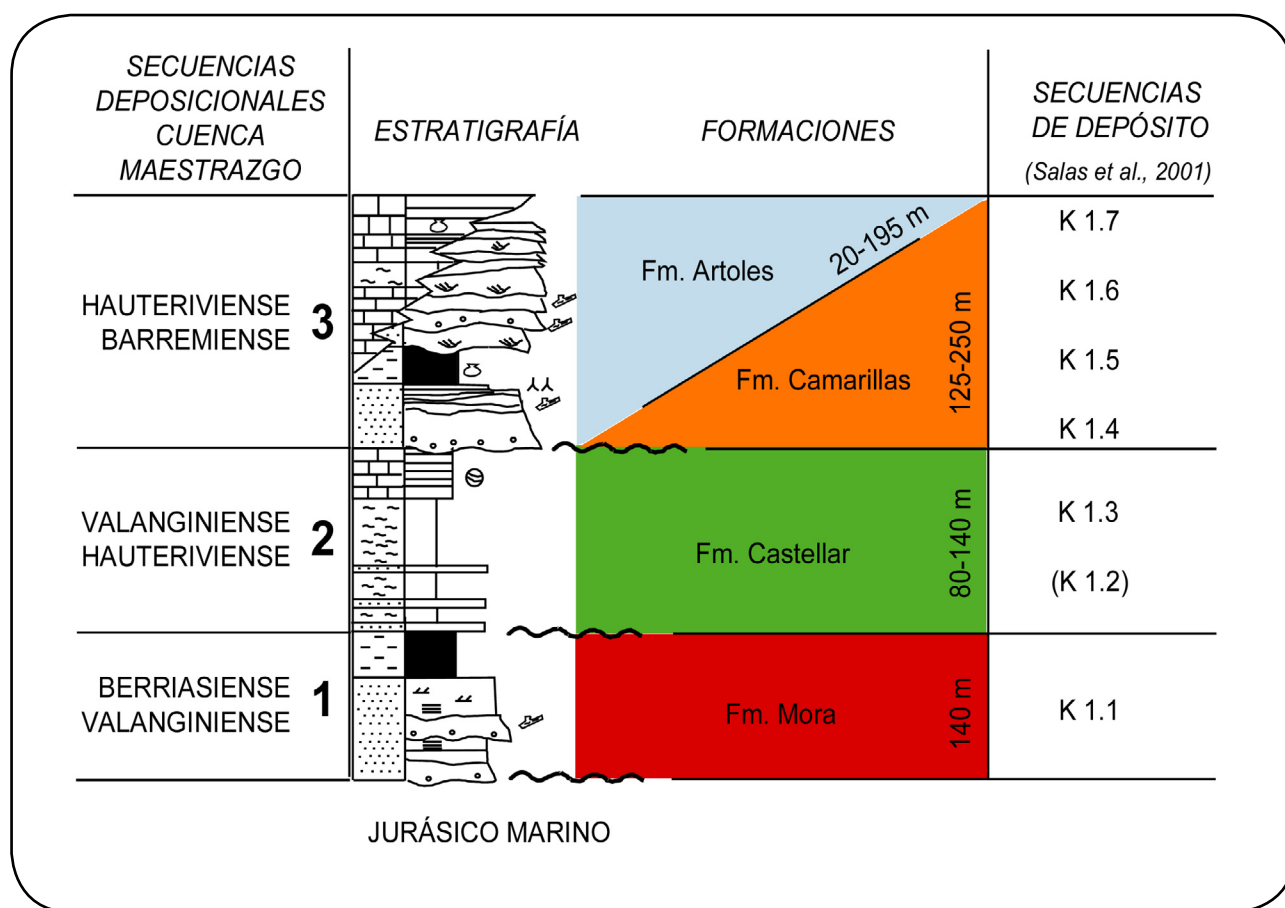
-Fm. *Areniscas de Mora*, Berriasiense terminal-Valanginiense, sólo aflora en la subcuenca de Penyagolosa (espesor aproximado 140 m).

-Fm. *Areniscas y Calizas del Castellar*, Valanginiense terminal-Hauteriviense medio (80-140 m).

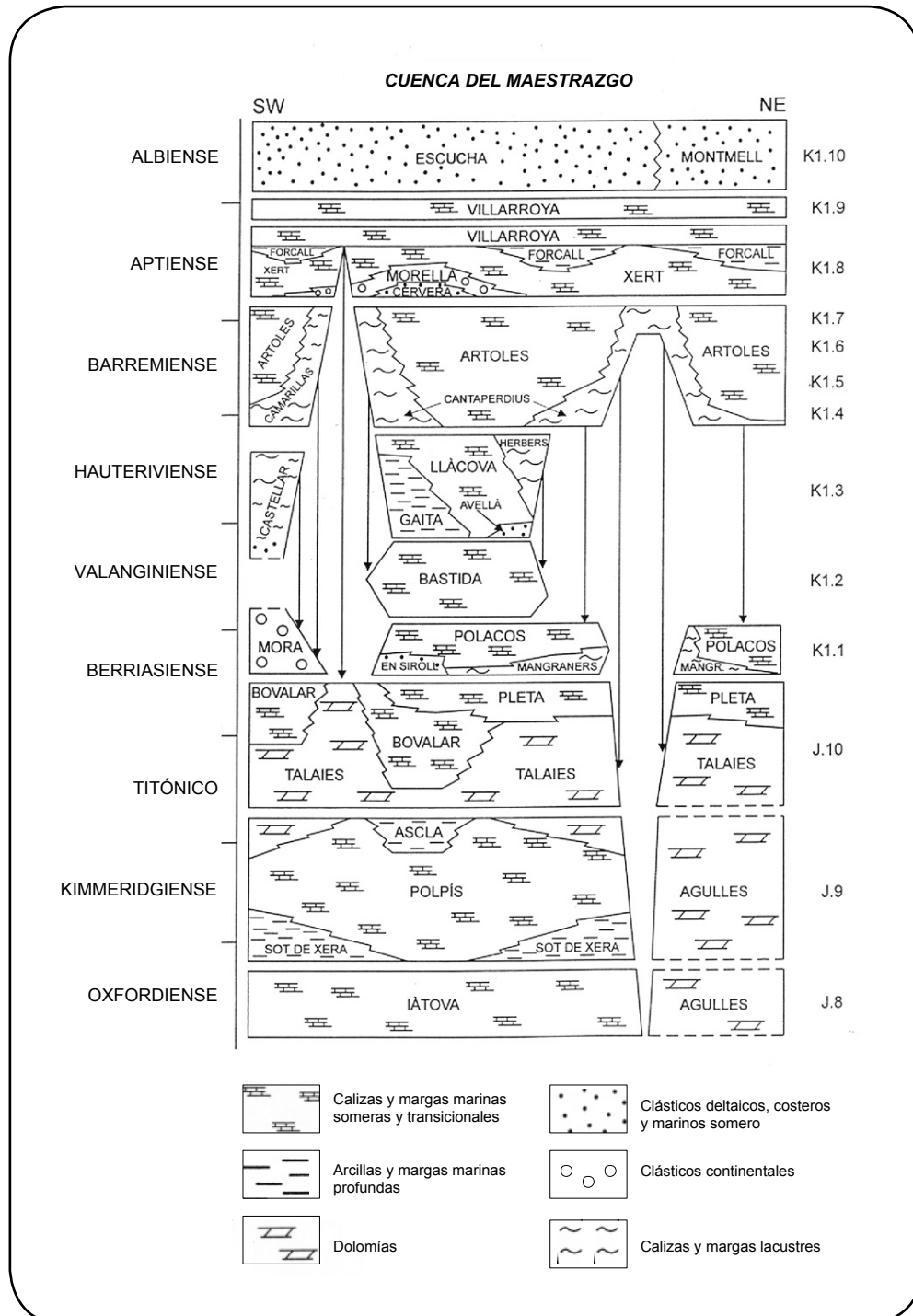
-Fm. *Areniscas de Camarillas*, Hauteriviense terminal-Barremiense (125-250 m).

-Fm. *Calizas de Artoles*, Barremiense-Barremiense terminal (20-195 m).

La Fm. Mora, y cuando ésta no existe la Fm. Castellar, yace discordante sobre el Jurásico superior. El contacto entre la Fm. Mora y la Fm. Castellar, así como el límite entre la Fm. Castellar y la Fm. Camarillas corresponden con discontinuidades regionales (Salas *et al.*, 2001). El transito entre las areniscas de Camarillas y la Fm. Artoles es gradual (Fig. 4.1.3).



**Figura 4.1.2.** Columna estratigráfica sintética para las formaciones en facies *Weald* estudiadas, donde además se indica la equivalencia con las secuencias deposicionales definidas por Salas *et al.* (2001) para la Cadena Ibérica.

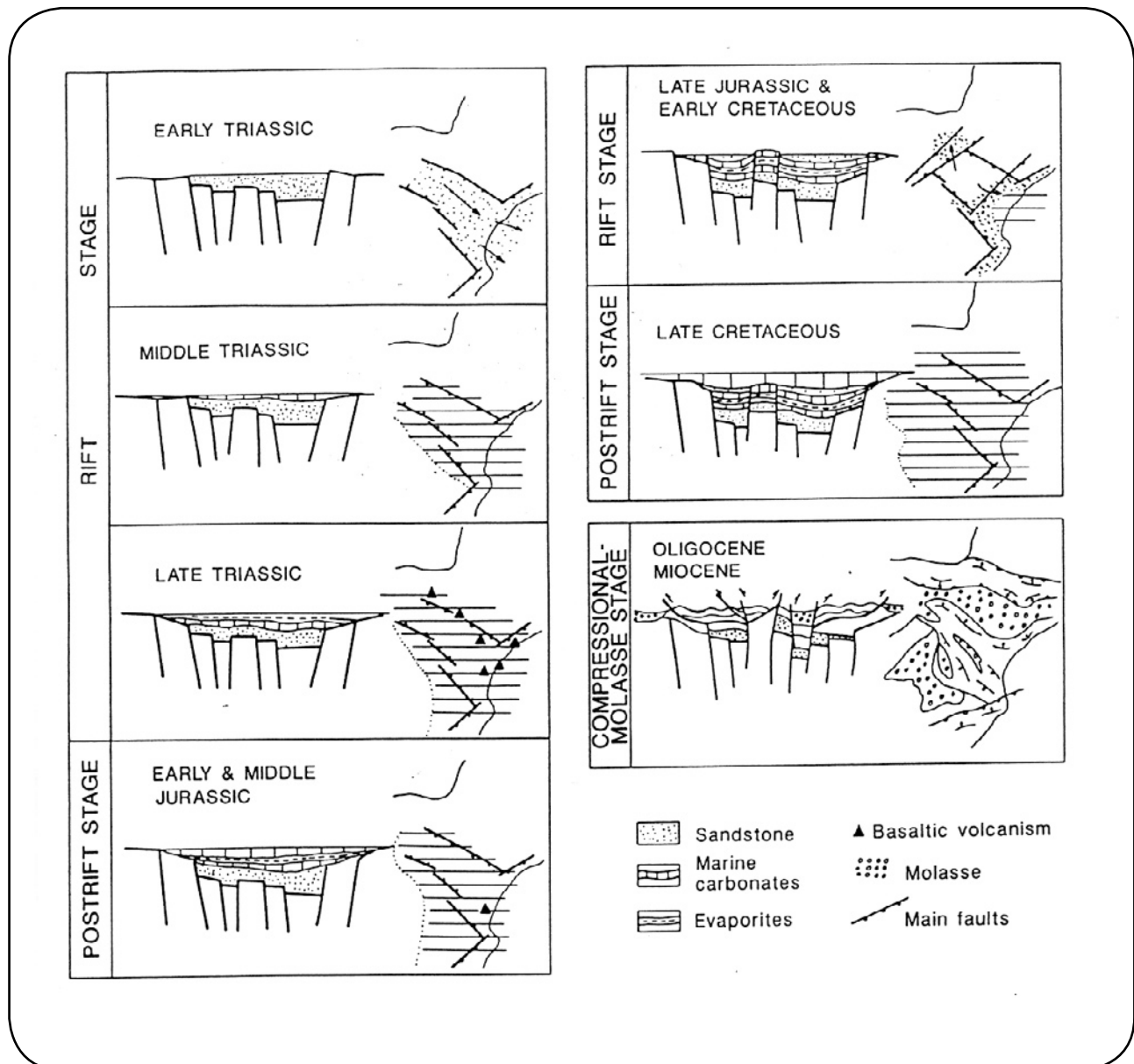


**Figura 4.1.3.** Esquema crono-litoestratigráfico para la Cuenca del Maestrazgo durante la etapa de *rift* Jurásico superior-Cretácico inferior. Quedan reflejados los nombres de las formaciones, los ambientes deposicionales y la división en secuencias deposicionales. Modificada de Salas *et al.* (2001).

## 5.- Formación y desarrollo de la Cuenca Ibérica

A partir del Pérmico superior comenzó a desarrollarse el *rifting* Ibérico que ha sido dividido en cuatro etapas principales en función de la estratigrafía secuencial, el análisis de subsidencia

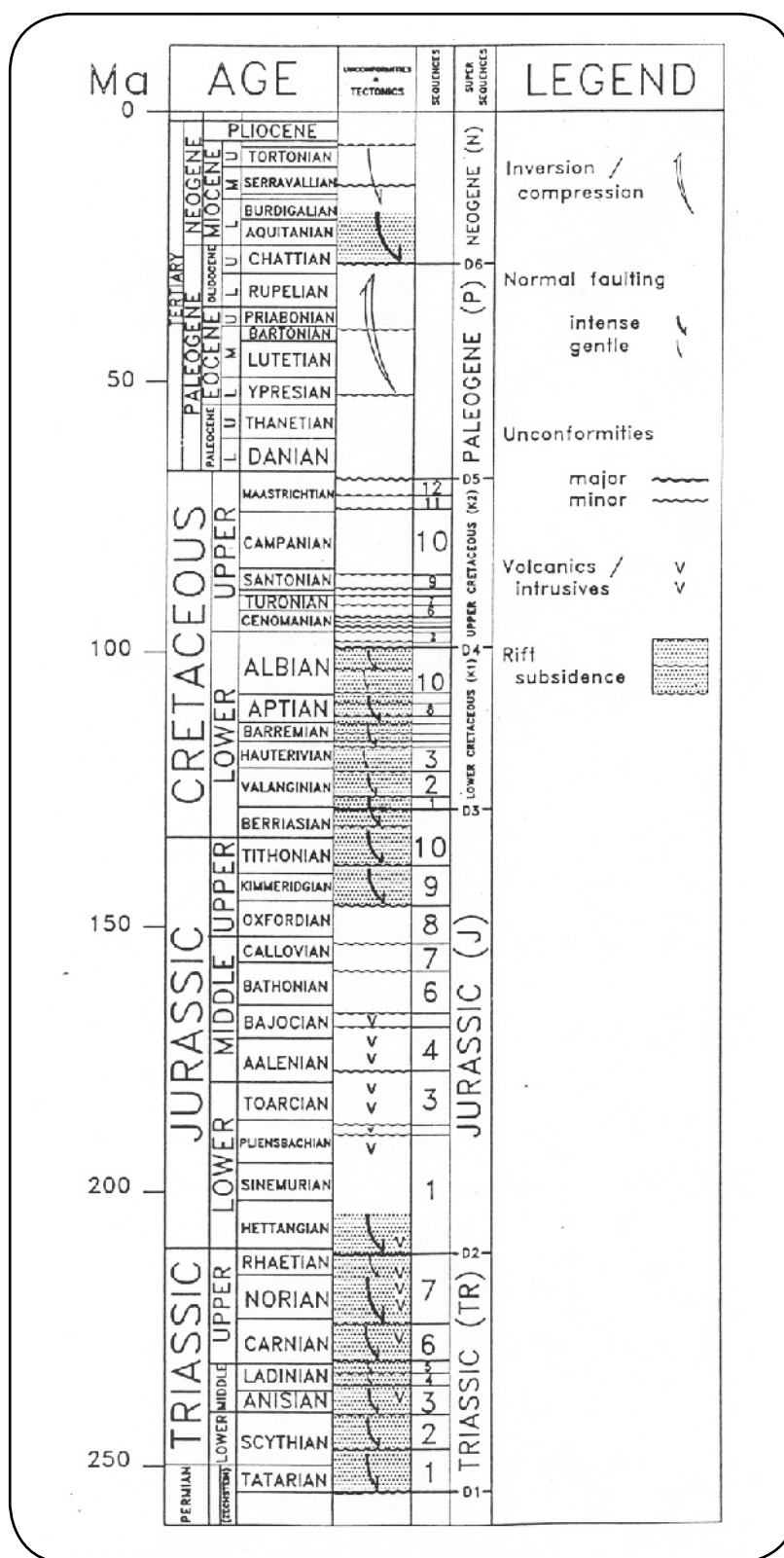
y las estructuras tectónicas mesozoicas (Alvaro *et al.*, 1979; Salas *et al.*, 1991; Salas y Casas, 1993; Salas *et al.*, 2001; Fig. 5.1.1).



**Figura 5.1.1.** Evolución esquemática de las etapas tectono-sedimentaria del Mesozoico y Terciario del margen Oriental de Iberia. Tomada de Salas *et al.* (1991), modificada de Alvaro *et al.*, (1979).

A continuación, se tratarán brevemente las etapas primera, segunda y cuarta de la evolución de la Cordillera Ibérica, para proporcionar el marco evolutivo general, y se desarrollará de manera

más detallada la etapa de *rifting* Jurásico superior-Cretácico inferior, por comprender el momento de depósito de los sedimentos en facies *Weald*, objeto de este estudio (Fig. 5.1.2).



**Figura 5.1.2.** Columna estratigráfica para la Cuenca Ibérica Oriental, mostrando las principales etapas de formación de la cuenca basada en la estratigrafía secuencial y en análisis bio-estratigráficos (Salas *et al.*, 2001).



### 5.1.- Etapa de *Rift* 1 (Pérmico superior-Triásico superior)

Durante esta etapa comienza a desarrollarse la Cuenca Ibérica a favor de la reactivación de fallas tardihercínicas. Se depositan los sedimentos pérmicos y triásicos, discordantemente sobre el basamento Hercínico. Se trata de una supersecuencia deposicional de hasta 1200 m de potencia, mayoritariamente detrítica, con conglomerados y areniscas continentales, seguidos de carbonatos marinos someros, lutitas y evaporitas costeras de *sabkha*. Estos depósitos están asociados a manifestaciones volcánicas de tipo basáltico. Al final del Triásico tiene lugar un importante periodo de fracturación que afectó, al menos, a los depósitos del Hettangiense.

### 5.2.- Etapa de *Post-rift* 1 (Jurásico inferior y medio)

Esta etapa está dominada, en la mayor parte de la Cuenca Ibérica, por una subsidencia térmica a nivel regional, desarrollándose plataformas carbonáticas muy extensas. Se inicia con la instalación de una plataforma de polaridad atlántica (NO), en oposición a la polaridad tetiense (SE) triásica. Durante el Lias y el Dogger, el volcanismo basáltico triásico sufre un desplazamiento hacia el sur, y se sitúa en la Sierra de Espadán (franja volcánica del Caudiel). La sedimentación del Lias superior y Dogger es carbonática y se desarrolla una plataforma de polaridad tetiense.

### 5.3.- Etapa de *Rift* 2 (Jurásico superior-Cretácico inferior)

Durante esta etapa se genera un nuevo sistema de cuencas extensionales, en general muy subsidentes: Cameros en la parte noroccidental, Maestrazgo y Columbretes en la suroriental y la Cuenca Ibérica del Sur. Esta nueva etapa de *rifting*, probablemente ligada a la apertura del Golfo de Vizcaya, no comienza a la vez en todas las cuencas. En las Columbretes se produce durante el Jurásico superior, en la del Maestrazgo durante el Oxfordiense terminal, en Cameros durante el Titónico inferior y en la Cuenca Ibérica

del Sur durante el Berriasiense. También difieren los depósitos generados, así en la Cuenca del Maestrazgo predominan los carbonatos marinos someros, en la de Cameros los continentales y en la Cuenca Ibérica del Sur los continentales primero y los marinos someros finalmente.

En la cuenca del Maestrazgo para esta etapa de *rifting* se pueden diferenciar las siguientes secuencias deposicionales (SD; Salas *et al.*, 1991):

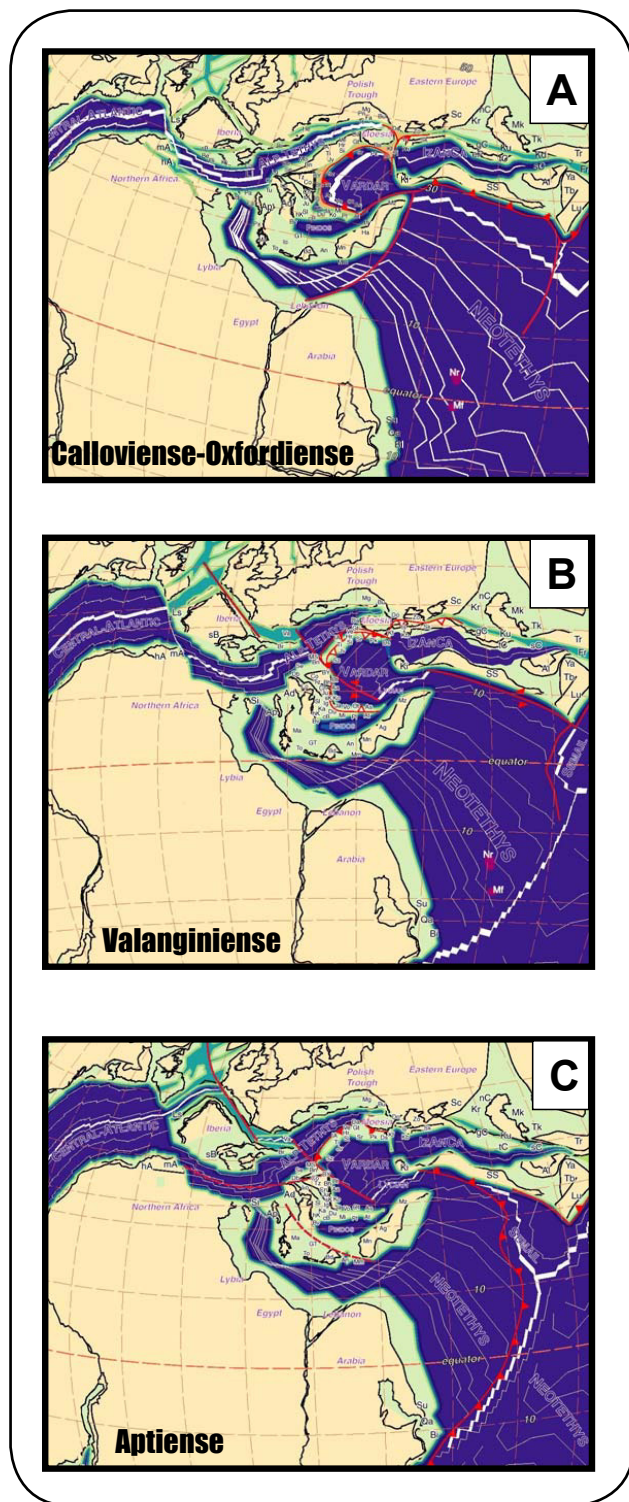
-Secuencia Oxfordiense (SD J8). Con la discontinuidad finicalloviense - intraoxfordiense se ponen de manifiesto los primeros efectos de la reactivación del régimen tectónico distensivo (Fig. 5.3.1-A). La nueva etapa de *rift* se manifiesta muy claramente en las curvas de subsidencia en la base de la SD Kimmeridgiense. Así, esta discontinuidad suele presentarse como una discordancia angular.

-Secuencia Kimmeridgiense (SD J9). Esta secuencia coincide con un momento de incremento de la subsidencia térmica y elevación del nivel del mar. Así la rampa homoclinal Oxfordiense evoluciona, dando lugar a una rampa distálmente acentuada.

-Secuencia Titónico-Berriasiense (SD J10). Esta secuencia muestra un tipo de plataforma muy distinta a la anterior, somera y de escasa pendiente deposicional. La subsidencia tectónica disminuye con respecto al Kimmeridgiense, el *rifting* continua actuando originando cuencas pequeñas y subsidentes, por compartimentación de las grandes cuencas jurásicas (Fig. 5.3.2-A).

-Secuencia Berriasiense terminal-Valanginiense inferior (SD K1.1). Esta secuencia contiene el registro de un evento importante ya que exceptuando la parte central de las cuencas, los sedimentos jurásicos subyacentes quedaron expuestos más intensamente hacia los márgenes de las nuevas cuencas. Este fenómeno da lugar a la importante discontinuidad finiberriasiense que separa las dos grandes supersecuencias jurásica y cretácica inferior (Fig. 5.3.1-B). El grado de compartimentación es grande y determina la

sedimentación de las dos secuencias de depósito valanginienses. La del Valanginiense inferior sólo se registra en las cuencas del Maestrazgo, Perelló y Salou-Garraf (Fig. 5.3.2-B).



**Figura 5.3.1.** Evolución tectónica para la placa Ibérica desde el Calloviense-Oxfordiense al Aptiense (tomado de Salas *et al.*, 2001: versión en Cd).

-Secuencia Valanginiense superior (SD K1.2). Esta secuencia sólo se reconoce en la Cuenca del Maestrazgo. Está formada por carbonatos sedimentados en una plataforma muy somera, probablemente restringida, con predominio de bancos de fango y carbonatos de agua dulce.

-Secuencia Hauteriviense (SD K1.3). La subsidencia tectónica disminuye significativamente y la sedimentación marina continua restringida en el depocentro de la Cuenca del Maestrazgo. De esta forma, en las cuencas de Aliaga-Penyagolosa y en la de Oliete se han reconocido materiales terrígenos siliciclásticos y carbonatos lacustres. El modelo de plataforma de carbonatos se caracteriza por presentar importantes depósitos de agua dulce en sus partes marginales, como sucedía en el Valanginiense.

-Secuencia Hauteriviense terminal-Barremiense basal (SD K1.4). Con el inicio del Barremiense la subsidencia tectónica aumenta de forma espectacular. La base de esta secuencia es siempre disconforme o discordante sobre un sustrato erosionado, karstificado y basculado, sobre el que se desarrollan suelos lateríticos. Por tanto, existieron etapas significativas de emersión y edafización. En los márgenes de la cuenca pudieron producirse importantes entradas de agua dulce (que dieron lugar a depósitos de carbonatos de agua dulce) y también fueron frecuentes las entradas de terrígenos siliciclásticos, reflejando la inestabilidad de los sectores marginales.

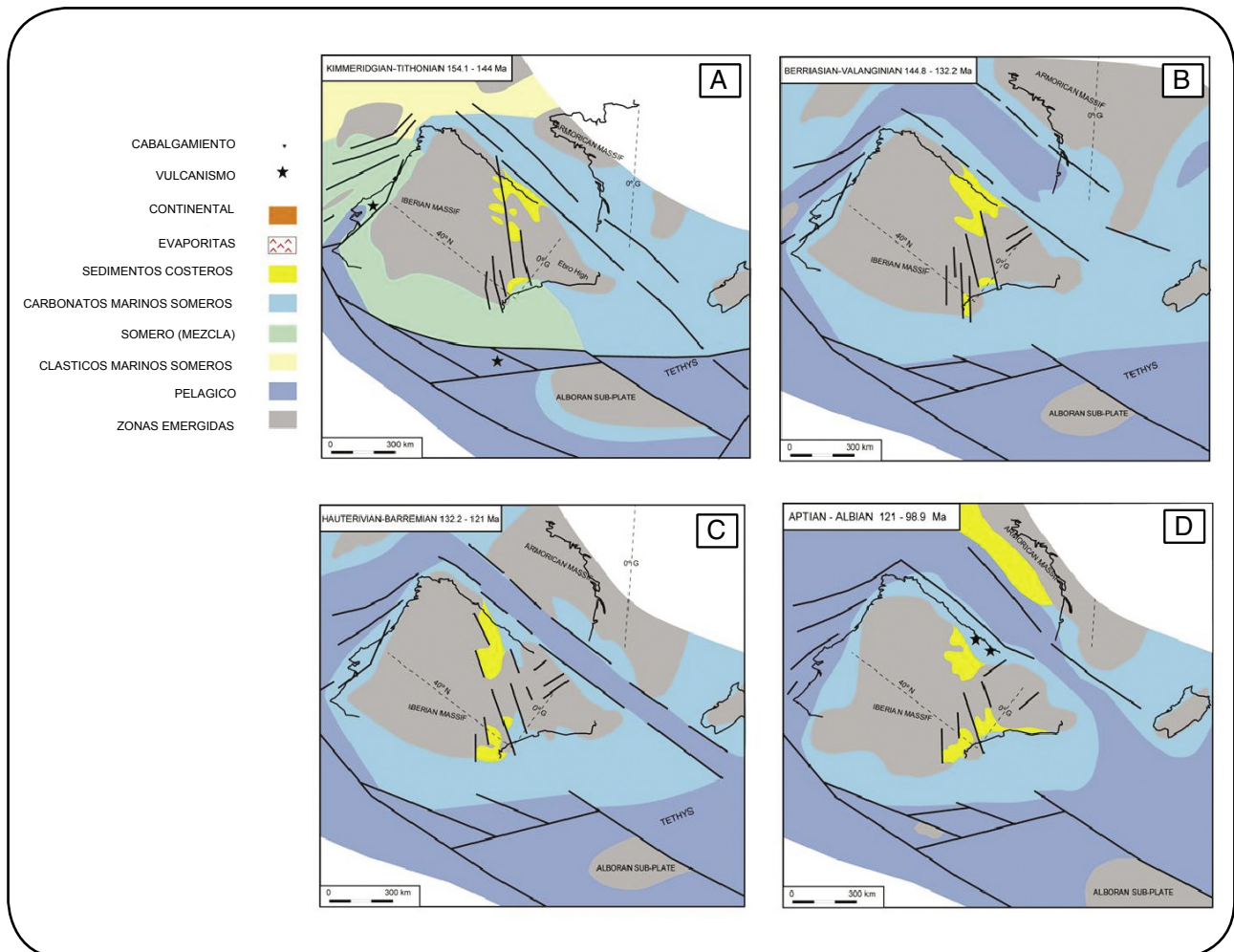
-Secuencia Barremiense (SD K1.5 y SD K1.6). En las subcuencas de Oliete y de Aliaga-Penyagolosa la sedimentación del Barremiense fue de carácter marcadamente continental y con predominio hacia techo de las facies fluviales sobre las lacustres. Se trata de las tradicionales facies *Weald* de la literatura regional. En los depocentros de las cuencas del Maestrazgo, El Perelló y Salou-Garraf, la sedimentación barremiense tuvo un carácter más marino (Fm. Artoles; Fig. 5.3.2-C).

-Secuencia Barremiense terminal-Aptiense basal (SD K1.7). Las condiciones marinas se van generalizando para todas las cuencas, sedimentándose los carbonatos conocidos como facies *Urgon* en la literatura regional.

-Secuencia Aptiense inferior (SD K1.8). Se produce una caída relativa del nivel del mar, con la invasión de la plataforma carbonática por depósitos fluviodeltaicos. La base de estos depósitos terrígenos está marcada por una importante discontinuidad regional que separa la última secuencia Barremiense, de la Aptiense inferior (Fig. 5.3.2-D).

-Secuencia Aptiense superior (SD K1.9). Con la progresiva recuperación del nivel del mar se instala una amplia plataforma carbonática muy progradante.

-Secuencia Albiense inferior-medio (SD K1.10). Esta secuencia contiene el registro de un cambio significativo en la sedimentación, ya que importantes aportes terrígenos siliciclásticos invaden la plataforma de carbonatos. Esta sedimentación siliciclástica permanecerá hasta el final de los tiempos albienses con las formaciones Escucha y Utrillas. Esta es la última secuencia de la etapa de *rifting* y con ella finaliza el gran ciclo sedimentario del Cretácico inferior. La acomodación disminuye de forma considerable al final de la secuencia y se llega a colmar el espacio disponible. Así, quedan superados los principales umbrales que compartimentaban las cuencas desde finales del Jurásico y finaliza la etapa de *rifting* Jurásico superior-Cretácico inferior (Fig. 5.3.1-C).



**Figura 5.3.2.** Evolución paleogeográfica de la Península Ibérica para la etapa de *rifting* Jurásico superior-Cretácico inferior (tomado de Salas *et al.*, 2001: versión en Cd).

#### 5.4.- Etapa de *Post-rift 2* (Cretácico superior)

Durante el Cretácico superior, Iberia ya constituía una placa individual que se alejaba de Europa durante el Albiense y Cenomaniense, y que estaba flanqueada por los márgenes pasivos del Tethys y del Atlántico Norte. La sedimentación durante esta etapa estuvo controlada por la subsidencia térmica y las variaciones eustáticas. Se deposita

la Fm. Utrillas con una sedimentación detrítica muy expansiva que fosiliza una importante superficie de erosión. Esta formación representa el cortejo depositado durante la etapa de bajo nivel del mar (LST, *Lowstand System Tract*). Posteriormente tuvo lugar la transgresión Cenomaniense, durante la cual se desarrolló una amplia plataforma carbonática que conectó los dominios del Atlántico y del Tethys.

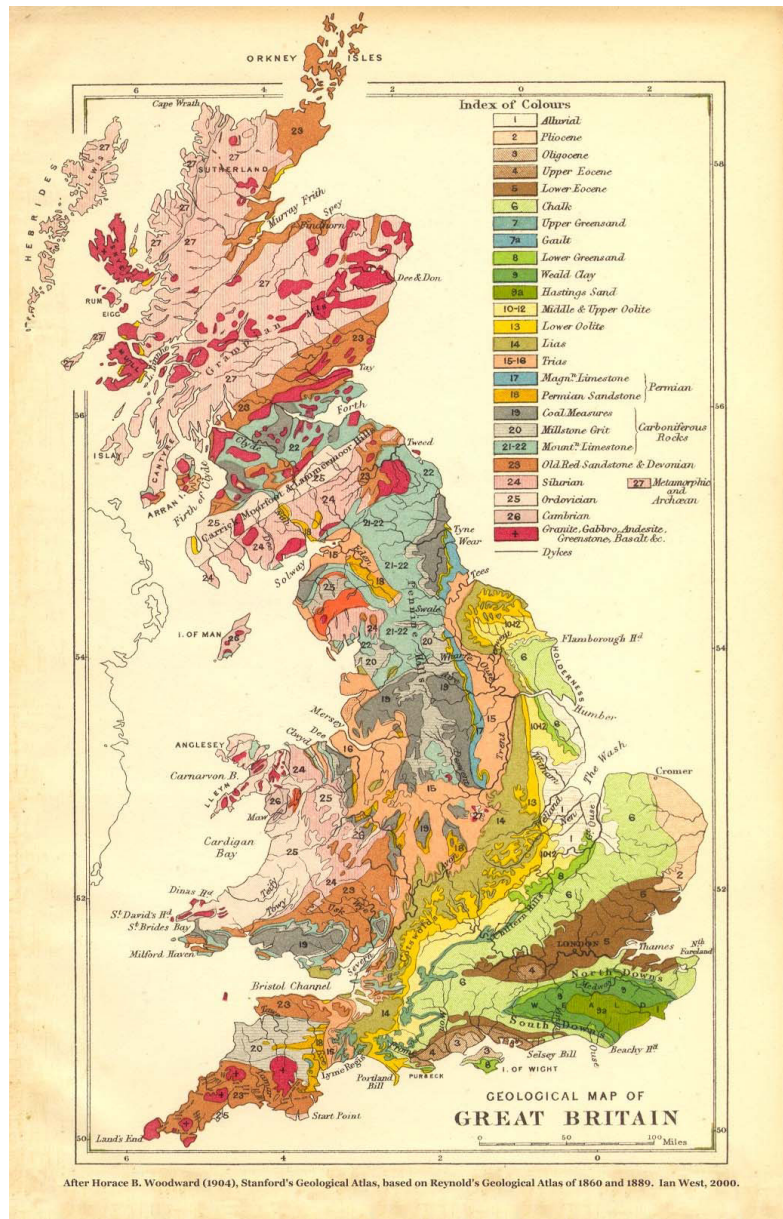


## 6.- Revisión bibliográfica

### 6.1.- Introducción a las facies *Weald*

“*Andredsweald*” fue el nombre que los invasores anglosajones de Inglaterra dieron a una amplia extensión, al Sur de Londres, cubierta por grandes bosques. Aquí afloraban unas alternancias de arcillas y arenas-areniscas blandas, pertenecientes al “Sistema Cretácico” y situadas

por encima de las “capas del *Purbeck*”, de edad jurásica. Debido a la proximidad con Londres fue considerado un “laboratorio natural para los estudios de campo” (Fig. 6.1.1). Los materiales del *Weald* fueron interpretados como depósitos de lagos, pero no todos los autores estaban de acuerdo, ya que había zonas donde parecía más razonable interpretarlos como sistemas deltaicos (Wooldridge y Goldring, 1972).



**Figura 6.1.1.** Mapa geológico de Gran Bretaña (Woodward, 1904; tomado de West, 2003) donde se observa como las facies Weald afloran ampliamente al Sur de Londres.

En la Península Ibérica, las facies de naturaleza continental (carbonatos de agua dulce y terrígenos siliciclásticos) relacionadas con los movimientos orogénicos neociméricos se han denominado, desde antiguo y por comparación con Inglaterra, *Purbeck* y/o *Weald* (Hahne, 1930). Su utilización en la literatura geológica comporta siempre un cierto grado de connotación estratigráfica, aunque siempre muy impreciso, debido al marcado diacronismo en su deposición, según sea el área considerada (Esteban, 1973; Ramírez del Pozo, 1971; Pujalte, 1982; Mas *et al.*, 1984).

## 6.2.- Antecedentes

En este apartado se revisarán los trabajos realizados hasta la fecha en torno a las facies *Weald* (Jurásico superior-Cretácico inferior). Se tratarán más en detalle aquellos trabajos que se refieren a las subcuencas marginales y más occidentales de la Cuenca del Maestrazgo (subcuencas de Aliaga, Galve y Penyagolosa).

Los trabajos considerados se pueden agrupar dentro de varias temáticas:

(1) En primer lugar, los relativos a la estratigrafía y sedimentología de las facies *Weald* en el área de estudio o en las áreas adyacentes. Estas publicaciones son las primeras referencias que se tienen sobre estos sedimentos y consideran aspectos fundamentalmente estratigráficos y sedimentológicos. Los trabajos se han revisado de forma muy somera con el objeto de tener una visión más general de la distribución y características de las facies *Weald*.

(2) A continuación, aquellos que definen formalmente las formaciones litoestratigráficas del Cretácico inferior estudiadas.

(3) Los trabajos que caracterizan los ambientes de sedimentación y estudian su relación con la tectónica existente son los más abundantes entre las referencias consultadas.

(4) Por el contrario, los trabajos más escasos son los que están relacionados con la composición de las areniscas, sus posibles áreas fuente y los

procesos diagenéticos que han tenido lugar.

(5) Por último, se han revisado los trabajos referidos a características de rocas madre y almacén de hidrocarburos, así como a las mineralizaciones asociadas a fracturas en la Cuenca del Maestrazgo.

### 6.2.1.- Facies *Weald* en el área de estudio y en áreas adyacentes

Gautier y Monqui (1965) realizan uno de los primeros estudios estratigráficos y paleontológicos en el Este de la provincia de Teruel.

Meléndez (1971-73) estudia las posibilidades petrolíferas de los sedimentos siliciclásticos de edad Cretácico inferior en la Serranía de Cuenca.

Ramírez del Pozo y Aguilar (1972) publican las características sedimentológicas y paleogeográficas de las facies *Purbeck* y *Weald* de la cubeta de Santander y Burgos.

Ramírez del Pozo y Meléndez (1972) estudian la sedimentología y paleogeografía de las facies *Weald* del Cretácico inferior en la Serranía de Cuenca. Llegan a la conclusión de que no existe relación o conexión sedimentológica entre el *Weald* conquense, el de la cadena “Celtibérica septentrional” (Cadena Ibérica) y la “Vascogótica occidental” (cuenca Vasco-Cantábrica). Estos autores proponen la integración de estas facies, en la cuenca “*Weald-Urgoniana*” del Maestrazgo que se caracteriza por ser un surco de bastante profundidad.

Meléndez *et al.* (1974) realizan una síntesis estratigráfica para el Cretácico de la zona Sur de la Rama Castellana de la Cadena Ibérica.

Brenner y Wiedmann (1975) estudian el surco “Celtibérico Septentrional” (Cadena Ibérica) y sus relaciones paleogeográficas.

Comas *et al.* (1975) identifican y describen la presencia de sedimentos del Cretácico inferior, en facies *Weald*, en el sector Norte de la Rama

Castellana de la Cordillera Ibérica, en la provincia de Guadalajara.

Mas y Alonso (1977) tratan la evolución sedimentológica del Jurásico terminal en facies *Purbeck* y del Cretácico basal en facies *Weald*, en la provincia de Valencia.

Capote *et al.* (1982) estudian el Cretácico inferior en facies *Weald* en el sector de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Consideran que debido a su tardío descubrimiento (Comas *et al.*, 1975) no existen datos bibliográficos sobre la posible interpretación sedimentológica de estos depósitos en de la Rama Castellana. Señalan su carácter terrígeno-continental y la presencia de calizas lacustres y lignitos, destacando su carácter ciclotemático, así como la existencia de posibles influencias marinas. La disposición de los afloramientos de la localidad de Canales del Ducado (Guadalajara) permiten deducir el carácter alargado con dirección NO-SE, correspondientes a las directrices tardihercínicas, de la cuenca sedimentaria. Observan que los depósitos en facies *Weald* se apoyan erosivamente sobre materiales cuya edad, aunque siempre es jurásica, es sumamente variable. En general es posible observar una tendencia a gran escala, de tal forma que la edad del yacente disminuye de oeste a este. Desde el punto de vista litológico los sedimentos muestran un grado importante de heterogeneidad, dominando las arcillas y las calizas y, en menor proporción, las areniscas y los conglomerados. Esta heterogeneidad no solo se manifiesta en la vertical sino en la horizontal, siendo muy frecuentes los cambios laterales de facies. Los fósiles de caráceas, presentes en numerosos tramos arcillosos y calcáneos, permiten asignar a estos depósitos una edad fundamentalmente Barremiense, aunque no se pueda descartar la posibilidad de que los materiales más altos pertenezcan al Aptiense.

Rincón *et al.* (1983) estudian el Cretácico de las Cordilleras intermedias y borde de la Meseta y diferencian tres grandes conjuntos, correspondientes a dominios tectosedimentarios diferentes: las Cordilleras Béticas, los Pirineos y las áreas que bordean al Macizo Ibérico. En

general, y en comparación con las Cordilleras Béticas y Pirineos, los del Macizo Ibérico presentan un menor espesor de sedimentos y una mayor proporción de facies continentales, sobre todo para el Cretácico inferior, junto con gran desarrollo de facies de transición y una ausencia casi total de facies pelágicas. Establecen dos grandes divisiones de carácter paleogeográfico: (1) los depósitos pertenecientes al “dominio protoatlántico” (Zona Cantábrica y Meseta Norcastellana-Sierra de los Cameros) y (2) los materiales de regiones dentro del “dominio del Tethys” (Maestrazgo, Cordillera Costero Catalana y Sistema Ibérico meridional). Para este último dominio consideran que estas tres áreas tuvieron una evolución similar durante el Cretácico, pero independiente, estando el Maestrazgo y la Costero Catalana más influenciadas por la presencia del Macizo del Ebro. El Cretácico comienza tras los primeros movimientos neokimméricos que provocan la retirada del mar hacia el “Mediterraneo” (Tethys) desde, por lo menos, el Kimmeridgiense al Valanginiense. Como consecuencia de esto, el Berriasiense y el Valanginiense quedan circunscritos al Maestrazgo central y oriental. Son depósitos regresivos, muy variados, que representan el final de un ciclo tectosedimentario, desarrollado en su mayor parte durante del Jurásico. Sin embargo, en el Hauteriviense-Barremiense el área de sedimentación y la zona de influencia marina se extiende y al existir umbrales y surcos (consecuencia de la movilidad tectónica durante la fase neokimmérica), la distribución de medios sedimentarios y de facies se hace compleja.

### 6.2.2.- Formaciones litoestratigráficas del límite Jurásico-Cretácico

Canérot *et al.* (1982) definen formalmente el “Grupo Aliaga” que incluye nueve formaciones, entre las que se encuentra la Fm. Areniscas de Mora de Rubielos. Esta formación tiene un espesor máximo de unos 150 m, con predominio de material terrígeno sobre el arcilloso, interpretándola como un depósito de llanura aluvial costera, lagunar o estuarina. Por otra parte, según estos autores, la Fm. Areniscas de Camarillas tiene un espesor entre 60 y 150 m,

pudiendo aumentar gradualmente hasta los 300 m. Esta formación está compuesta por lutitas con intercalaciones carbonáticas, areniscosas y margosas. El ambiente de sedimentación lo interpretan como fluvial (arenas canalizadas de barras de meandro), lacustre (calizas y margas con caráceas) y de llanuras costeras con influencia mareal (areniscas con estratificación cruzada, a veces canalizadas).

Salas (1983) considera que en la mayoría de los casos la distribución de facies y potencias de los sedimentos del Jurásico superior y Cretácico inferior estarían relacionadas con antiguas alineaciones del zócalo. Esto condicionaría la existencia de un sistema de dispositivos en semigraben, limitados por fallas de tipo lístrico.

Salas (1987) realiza en su Tesis Doctoral estudios de estratigrafía secuencial, por primera vez, para los materiales del Jurásico superior y Cretácico inferior en las Cubetas del Maestrazgo, Aliaga-Penyagolosa y Oliete. Caracteriza la supersecuencia del Cretácico inferior y define dentro de ella seis secuencias de depósito. Además, considera que en el golfo del Maestrazgo, durante el Barremiense medio, existían importantes accidentes tectónicos de zócalo con dirección NE-SO, como la alineación de Tarragona al N, y de dirección NO-SE como las de Montalbán-Oropesa y Ateca-Castellón, situadas al S (ver fig 6.9 de Salas, 1987) que delimitarían un mosaico de bloques con áreas de diferente subsidencia.

Salas *et al.* (1991) redefinen y modifican las secuencias de depósito establecidas anteriormente por Salas (1987) para el Cretácico inferior, ampliando su número a diez. El intervalo temporal Berriasiense terminal-Aptiense basal en la Cuenca del Maestrazgo está representado por siete secuencias (de la Secuencia Depositional K1.1 a la S.D.K1.7), que incluyen a las formaciones Mora, Castellar y Camarillas (Fig. 4.1.2).

### 6.2.3.- Ambientes de sedimentación y su relación con la tectónica

Díaz Molina y Yébenes (1987) reconstruyen el contexto paleoambiental de la sucesión estratigráfica del Cretácico inferior en el sinclinal de Galve. Consideran que la sedimentación cretácica se inició en este área con depósitos terrígenos (“unidad 3”; equivalente a la parte inferior de la Fm. Castellar) sedimentados en una llanura de marea, en la que predominaba el fango. Estos sedimentos evolucionan gradualmente a depósitos continentales, formados por terrígenos finos y manifestaciones edáficas. Posteriormente, la aparición de materiales calcáreos se interpreta como el resultado de una sedimentación en ambientes lacustres efímeros y palustres, relacionados lateralmente con un sistema fluvial que suministra sedimentos terrígenos (“unidad 4”; equivalente a la parte superior de la Fm. Castellar). Por último, estudian unos sedimentos terrígenos (“unidad 5”; equivalente a la Fm. Camarillas) interpretados como depositados en abanicos aluviales húmedos, formados por sistemas de canales múltiples de baja sinuosidad. Este sistema fluvial evoluciona hacia la parte superior a una llanura deltaica con influencia de las mareas. Así, cuando se produce el retroceso de los sistemas deposicionales continentales, entonces se establece un ambiente marino de bahía (“unidad 6”; equivalente a la Fm. Artoles).

Salas (1989) estudia el intervalo Oxfordiense-Berriasiense caracterizando la evolución estratigráfica y los tipos de plataformas que se desarrollaron. Respecto a la secuencia de depósito Titónico-Berriasiense, considera que estas facies se pueden interpretar como el inicio de una etapa de crisis de sedimentación marina somera, en las áreas ocupadas por mares epicontinentales. Esta crisis se produciría en relación con cambios importantes de la subsidencia tectónica y con caídas eustáticas significativas del nivel del mar.

Salas y Casas (1993) integran datos geofísicos y geológicos en el estudio de la tectónica extensional y la estratigrafía en la Cuenca Ibérica Oriental. Distinguen cuatro etapas de evolución sucesivas: (1) *rift* Triásico; (2) post-*rift* Jurásico



inferior-medio; (3) *rift* Jurásico superior-Cretácico inferior; y (4) post-*rift* Cretácico superior. Además, estiman que la corteza bajo la Cadena Ibérica tiene un grosor máximo de 43 km, como resultado de la compresión Terciaria.

Aurell *et al.* (1994) estudian la relación entre la tectónica-sedimentación y la evolución paleogeográfica en el tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica. En concreto, se centran en la secuencia Titónico-Berriasiense, para la cual interpretan una configuración progradante debida a una mayor tasa de sedimentación que de acomodación. Además, la tectónica extensiva sinsedimentaria es la responsable de la creación del espacio de acomodación en la cuenca. Esta tectónica extensiva produjo cuencas muy subsidentes en diversos puntos. A partir del Kimmeridgiense se forma la cuenca del Maestrazgo, mientras que la de Cameros se constituye con posterioridad, a partir del Titónico. Posteriormente, durante el Berriasiense, se desarrollaron los surcos de Galve-Cedrillas y Villar del Arzobispo. La migración del margen occidental de la cuenca Ibérica hacia el Sureste se interpreta como una consecuencia del progresivo levantamiento del borde occidental de la zona de *rift*. Es decir, el basculamiento del bloque de la Meseta, implica el levantamiento de sus zonas marginales, con activación de los aportes sedimentarios, que tienden a compensar los surcos sedimentarios correlativamente creados hacia el Este. Así, existe una relación directa entre la magnitud de desplazamiento del margen y la intensidad de la deformación extensiva o los pulsos tectónicos.

Roca *et al.* (1994) estudian la tectónica extensional durante el Mesozoico en el SE de la Cadena Ibérica, en el Desierto de las Palmas. Su estructura está caracterizada por un sistema de fallas lítricas extensionales NE-SO a ENE-OSO que afectan a rocas pre-Cretácico superior. Observan dos etapas de deformación extensional Mesozoica, la de edad Triásico-Jurásico inferior y la de edad Cretácica. De la misma forma, la estructura jurásico-cretácica en las zonas centrales del SE de la Cadena ibérica, se caracteriza por una serie de bloques

basculados hacia el NE y limitados por fallas normales lítricas de dirección NO-SE. De esta forma, extrapolan la evolución estructural a las áreas centrales de la Cadena Ibérica y sugieren un marco geodinámico de evolución cortical, según el cual, el desarrollo del Mesozoico estuvo controlado por movimientos regionales y locales, asociados al desplazamiento de fallas, principalmente normales, y por los movimientos regionales, relacionados con procesos térmicos en la corteza, generados por adelgazamiento cortical.

Guimerà y Salas (1996) subdividen formalmente la cubeta de Aliaga en dos subcuencas sedimentarias que integran dentro de la cuenca del Maestrazgo. A la más septentrional la denominan “subcuenca de Aliaga” y a la más meridional “subcuenca de Galve”. La diferencia de espesor en la serie sedimentaria correspondiente a la etapa *sinrift* Jurásico superior-Cretácico inferior, es de 300-400 m para la subcuenca de Aliaga y de entre 1120 y 2290 m para la subcuenca de Galve. El límite entre estas dos subcuencas viene representado por una falla E-O, falla de Turmell, situada a la altura de la localidad de Aliaga. Esta falla es parcialmente invertida durante el Terciario en algunas partes de su traza.

Guimerà *et al.* (1996) analizan la extensión mesozoica y la inversión terciaria compresiva en la Cadena Ibérica a partir de un perfil gravimétrico que corta dicha cadena transversalmente. Obtienen valores de extensión durante el Mesozoico de 47 km y estiman un acortamiento de 75 km durante el Terciario.

Liesa *et al.* (1996) estudian la tectónica sinsedimentaria en el borde septentrional de la subcuenca de Aliaga. Consideran que el inicio de la sedimentación Cretácico inferior viene representado en esta subcuenca por los materiales terrígenos de la Fm. Camarillas. Las facies y distribución de esta formación están controladas fundamentalmente por la actividad tectónica. La dirección de extensión principal es NNE a NE. Además, tanto las fallas de dirección ONO-ESE a NO-SE (fallas principales) y las NNE-SSO (fallas secundarias) han sido reactivadas durante

la compresión alpina (inversión tectónica).

Salas y Guimerà (1996) proponen extender la denominación de Cuenca del Maestrazgo a la totalidad del área que contiene el conjunto de afloramientos de materiales de edad jurásica superior-cretácica inferior y que se encuentra situada en la llamada Zona de Enlace entre las cordilleras Ibérica y Costera Catalana. La Cuenca del Maestrazgo es dividida en siete subcuencas (Aliaga, Galve, Penyagolosa, La Salzedella, Morella, Oliete y El Perelló), en base a la arquitectura de los cuerpos sedimentarios y al conjunto de los principales bloques controlados por fallas lítricas extensionales sinsedimentarias con dirección ESE-ONO.

Simón *et al.* (1996) hacen un amplio estudio estratigráfico y estructural del denominado “parque geológico de Aliaga”. Según estos autores, la Fm. Castellar está compuesta por lutitas violáceas y ocreas con intercalaciones de areniscas, conteniendo hacia techo una alternancia de margas masivas y calizas grises y negras con carofitas, ostrácodos, pequeños bivalvos, gasterópodos y dientes de peces. La potencia total de la formación es de unos 140 m y respecto al ambiente de sedimentación deducen que la abundante flora de carofitas denota un ambiente lacustre. En este trabajo también se describe la Fm. Camarillas como esencialmente detrítica con alternancias de areniscas amarillentas, a veces microconglomeráticas, y arcillas micáceas de colores rojizos. La interpretan como los depósitos de un sistema fluvial con una amplia llanura arcillosa surcada por numerosos canales entrelazados de escasa sinuosidad.

Soria *et al.* (1996) hacen una síntesis de las principales características de los sedimentos del Cretácico y Terciario a lo largo de varios itinerarios dentro del “parque geológico de Aliaga”.

Rubio (1997) estudia la relación tectono-sedimentaria durante la etapa Neocomiense-Barremiense en la “cubeta de Mora de Rubielos”, SE de la Cordillera Ibérica (subcuenca de Penyagolosa según Salas y Guimerà, 1996).

El objetivo principal es establecer la relación existente entre el movimiento de los bloques del sustrato pre-Cretácico y la sedimentación de las facies *Weald*. La sedimentación se inició con la Fm. Mora que sólo aflora en la “cubeta de Mora”. Esta cubeta estaba inclinada hacia el S-SE, según una fractura NO-SE a E-O. La sedimentación de la Fm. Castellar es posterior al basculamiento de la cubeta de Mora y coincide con la ampliación de la zona de sedimentación a todo el área estudiada. Posteriormente, al final de la sedimentación de la Fm. Camarillas concluye la acción de la falla de Alcalá como alto paleogeográfico, coincidiendo con el desplazamiento de la deformación hacia el centro de la cuenca. Esto implica que a partir de este momento, todas las cubetas que configuran la zona funcionaron de forma conjunta. Así, la Fm. Artoles (la formación más superior dentro de las facies *Weald*) en las zonas del N (Gudar) y del S (Montanejos) se caracteriza por facies más proximales y en la zona más central (Noguerales) por facies más distales. La compresión paleógena reactiva la falla de Alcalá en sentido inverso y la posterior distensión Neógena configura finalmente las estructuras deformadas y reactivadas, pero ahora con una componente normal. La Fm. Mora, en comparación con las otras formaciones de las facies *Weald*, destaca por su pequeña extensión geográfica, ya que sólo aflora en la “cubeta de Mora”, deduciéndose que estos depósitos corresponden a los primeros momentos de basculamiento (hacia el S o SE) del bloque fuertemente subsidente que controla la cubeta. Esta debió ser una de las primeras cubetas en funcionar. Dos posibilidades son propuestas para explicar la desaparición de la Fm. Mora en las cubetas circundantes; la primera, debido a que no se produjo sedimentación porque estas cubetas permanecieron relativamente levantadas; o bien, considera que habiéndose producido la sedimentación, no se ha preservado por su posterior erosión o por el recubrimiento expansivo de las formaciones suprayacentes. En cuanto al ambiente de sedimentación, interpreta esta formación como los depósitos de una llanura aluvial con ríos meandriformes y llanuras de inundación, con suelos y episodios de desbordamiento. Describe la presencia de

una alternancia de cuerpos canaliformes con estratificación cruzada de surco, ripples y niveles de *lags* de fondo de canal y lutitas rojas y marcas de raíces (paleosuelos). La potencia máxima de la formación es de 140 m, acuniándose rápidamente hacia el N y el SE. De tal forma que el alto de Montanejos-Sucaina constituye el límite SE de la “cubeta de Mora” durante la sedimentación de la Fm. Mora. Este alto paleogeográfico de Montanejos-Sucaina progresivamente va dejando de ser activo y en el momento de sedimentación de la Fm. Artoles, su espesor no se ve alterado y fosiliza esta estructura.

Salas y Guimerà (1997) consideran que la estructura de la Cuenca del Maestrazgo durante la etapa de *rift* Jurásico superior-Cretácico inferior se caracteriza por un sistema de fallas extensivas lístricas de dirección ESE-ONO con un nivel de despegue situado a poca profundidad en la corteza superior (Muschelkalk medio evaporítico). Estas fallas dividen la Cuenca del Maestrazgo en varios bloques que controlan a siete subcuencas principales sobre cada uno de los bloques superiores hundidos. Las litologías, potencias y geometrías están controladas por este sistema de subcuencas en semigraben y sus fallas limitantes.

Soria (1997) estudia la sedimentación y su control estructural, durante el Cretácico inferior, en las cuencas marginales del surco Ibérico, entre las que se encuentran las subcuencas de “Las Parras” (parte Norte de la subcuenca de Aliaga, según Salas y Guimerà, 1996) y la de Galve. Las estructuras tectónicas que controlan las subcuencas marginales van generándose paulatinamente hacia el Norte y, por lo tanto, el área de sedimentación se va ampliando en este mismo sentido. Este hecho implica que el registro sedimentario de las subcuencas centrales (Las Parras y Oliete) sea más incompleto que el de las subcuencas meridionales (Galve y Penyagolosa). En las subcuencas de Las Parras y Galve, la base de la Fm. Castellar está compuesta por lutitas con intercalaciones arenosas que corresponderían a un depósito en extensas llanuras arcillosas aluviales, surcadas ocasionalmente por canales. La parte superior de esta unidad marca la implantación

progresiva de un sistema lacustre, en el que se diferencian medios palustres-lacustres eulitorales y litorales de baja energía. La Fm. Camarillas, en la subcuenca de Las Parras se interpreta como los depósitos de abanicos aluviales (sector distal y a veces medio) y, ocasionalmente, lagos (calizas micríticas), y en la subcuenca de Galve los depósitos de un sistema fluvial de canales múltiples de baja sinuosidad (Díaz Molina y Yébenes, 1987) este sistema fluvial evoluciona hacia techo a una llanura deltaica, con influencia de mareas.

Solé de Porta y Salas (1999) realizan un estudio de las palinofacies del Berriasiense superior-Valanginiense inferior (Fm. La Pleta, J.10; Fm. En Siroll y Polacos, K1.1) del Cretácico Inferior de la Cuenca del Maestrazgo, obteniendo una composición de la microflora que sugiere un clima con una temperatura cálida y relativamente húmeda.

Liesa *et al.* (2000) estudian la estructura extensiva e inversión terciaria del margen noroccidental de la subcuenca de Las Parras (según Soria, 1997; la subcuenca de Aliaga, según Salas y Guimerà, 1996). Las fallas lístricas con dirección NO-SE a ONO-ESE y NE-SO fueron las responsables de la subsidencia tectónica de la subcuenca, el fallado y erosión de las series pre-*rift* jurásicas y triásicas, y de las variaciones en potencia y facies de las secuencias sin-*rift*. Además, estas fallas extensionales controlaron la localización y geometría de las estructuras compresivas (ej., reactivación de fallas y generación de cabalgamientos).

Salas *et al.* (2001) mediante la integración de datos de superficie, de sondeos y geofísicos estudian la evolución del *rifting* Triásico y Jurásico superior-Cretácico inferior en la Cadena Ibérica, la arquitectura resultante y el mecanismo de inversión Paleógena. Estos autores, relacionan la etapa de *rifting* Jurásico superior-Cretácico inferior con el inicio de la apertura gradual del Atlántico Norte y con la extensión oblicua sinistral en el Golfo de Vizcaya, anterior a la separación entre Iberia y Europa en el Aptiense medio. Además, consideran que

las fallas normales mesozoicas, que limitaban cuencas en la Cadena Ibérica, fueron reactivadas posteriormente en régimen compresional y transpresional, durante la inversión Paleógena.

Soria *et al.* (2001) dividen la Fm. Castellar en dos estadios de acuerdo a la presencia de un nivel guía de lutitas rojas y yesos. Este intervalo representa un significativo cambio paleogeográfico y estructural. Las facies correspondientes al primer estadio, en la parte inferior, muestran una gran heterogeneidad, con gran variedad de sedimentos y subambientes, siendo frecuentes los niveles de areniscas. Mientras que el segundo estadio, en la parte superior, está caracterizado por la implantación generalizada de un sistema lacustre representado por una alternancia entre calizas y margas. Interpretan estas diferencias como el resultado de un movimiento independiente de las fallas, durante el primer estadio y de todas en conjunto, hundiendo todo el área de sedimentación, durante el segundo estadio.

#### 6.2.4.- Composición, procedencia y diagénesis

Aguilar (1984) realiza una primera aproximación a la variabilidad petrográfica de las areniscas del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica suroccidental y Maestrazgo. Caracteriza la composición de estas areniscas mediante petrografía y define una serie de parámetros o variables que le permiten establecer analogías y diferencias, entre distintos dominios paleogeográficos, en función de la edad del depósito, el tipo de transporte, la diagénesis y el área madre entre otros. Caracteriza un dominio llamado como “Cretácico inferior del Maestrazgo” compuesto por arcosas y arcosas líticas con feldespato-K dominante y plagioclasas subordinadas, matriz de caolinita-sericita y cementos de calcita y sílice.

Meléndez y Soria (1999) estudian la estratigrafía y sedimentología de las facies *Weald* de la subcuenca de Las Parras (zona norte de la subcuenca de Aliaga según Salas y Guimerà, 1996). Dentro del *Weald*, interpretan la secuencia de depósito Barremiense inferior (constituida por la Fm. Camarillas) como sedimentos

correspondientes a los sectores medios-distales y distales de abanicos aluviales de alta eficacia de transporte y a medios lacustres someros y de baja energía. Las áreas fuentes se situarían al Norte y al Oeste de los actuales márgenes septentrional y occidental de esta subcuenca. Interpretan la secuencia de depósito Barremiense superior-Aptiense basal (Fm. Artoles) como un sistema palustre y lacustre carbonatado y costero con influencias marinas ocasionales. Además consideran que el factor tectónico es el responsable de la estructuración de la cuenca, reactivación de áreas fuentes (aportes sedimentarios) y de la generación de rupturas sedimentarias (discontinuidades). El clima podría ser el responsable de las secuencias de colmatación y de expansión-retracción lacustre.

Caja *et al.* (2001) hacen un estudio preliminar sobre la composición y procedencia de los sedimentos detríticos del Cretácico inferior en la subcuenca occidentales (Aliaga, Galve y Penaygolosa) de la cuenca del Maestrazgo. Observan una importante variación en la composición de los feldespatos de las distintas formaciones. Las areniscas de la Fm. Camarillas presentan un mayor contenido en feldespatos, siendo éstos, predominantemente, potásicos, a diferencia de las formaciones Mora y Castellar, donde los feldespatos son menos abundantes y exclusivamente plagioclasas. Interpretan la abundancia de fragmentos de roca pizarroso-esquistosos, así como la presencia de una proporción significativa de cuarzo policristalino, en las formaciones Mora y Castellar, debido a áreas fuente de rocas metamórficas de bajo-medio grado. Para las areniscas de la Fm. Camarillas, las cantidades significativas de feldespato K, así como la presencia de hasta un 8% de fragmentos de roca plutónicos, sugieren aportes de áreas fuente granítico-gneíscas. Alternativamente, consideran que el aporte de feldespato K podría estar relacionado con el reciclado de las areniscas del Triásico en facies Buntsandstein, de áreas próximas, como la Sierra de Albarracín.

Caja *et al.* (2003a) estudian los procesos de albitización en los feldespatos detríticos de las

areniscas del Cretácico inferior que afloran en las subcuencas occidentales de la Cuenca del Maestrazgo. Mediante el estudio petrográfico convencional, la catodoluminiscencia y los análisis químicos observan que las areniscas de la Fm. Mora se caracterizan por la presencia exclusiva de albitas no luminiscentes, con una composición química pura y un gran idiomorfismo, mientras que las albitas de las formaciones Castellar y Camarillas presentan una composición menos pura. Además, el contenido modal en feldespato-K aumenta hacia las areniscas de la Fm. Camarillas, estando estos feldespatos detríticos albitizados de forma parcial. El proceso de albitización ha sido interpretado como más intenso y desarrollado en las areniscas más enterradas (Fm. Mora), a partir de fluidos salinos con temperaturas mayores de 100°C, relacionados con el Triásico y Liásico y que circularon a través de fracturas.

Caja *et al.* (2004a) realizan una interpretación de la procedencia de las areniscas del Cretácico inferior (facies *Weald* de la Cuenca del Maestrazgo) a partir de la integración de datos petrográficos y químicos. Esto permite descartar las posibles áreas fuentes compuestas por materiales volcánicos del Triásico y Jurásico que afloran en la Cordillera Ibérica. Interpretan la procedencia de todas las areniscas estudiadas, a partir de rocas plutónicas y metasedimentos del Macizo Ibérico, además, con influencias de las rocas metamórficas de la Cordillera Ibérica.

Caja *et al.* (2004b) precisan la interpretación de la procedencia de las areniscas del Cretácico inferior (facies *Weald*) basándose en la composición química (elementos menores, traza y de REE). De esta forma, las areniscas se caracterizan por presentar una pauta de tipo calco-alcálido. Esta tendencia sugiere un aporte a partir de materiales ígneos, bien de forma directa a partir de un área fuente granítica que habrían sufrido una meteorización no excesivamente intensa, o bien por reciclado de materiales previos. Las posibles áreas fuentes serían los granitos del Sistema Central, lo cual es consistente con las principales paleocorrientes de aportes procedentes del O. Hay que destacar que las areniscas de la Fm.

Mora, presentan valores más altos en Y+Nb, así como, en el resto de los elementos REE, lo que sugiere una ligera diferencia en su procedencia con respecto a las areniscas de las otras dos formaciones. Esto ha sido interpretado debido a la participación por el N-NO de rocas metamórficas de bajo grado (fundamentalmente pizarras) del Paleozoico de la Cordillera Ibérica, las cuales presentan un mayor contenido en el total de los elementos REE.

#### **6.2.5.- Caracterización de fluidos y mineralizaciones asociados a fracturas y aspectos relativos a rocas madre y almacén de hidrocarburos**

Michel (1974) realiza una síntesis de la localización y características de todas las mineralizaciones de Pb-Zn existentes en la subcuenca de Penyalgosa (Cuenca del Maestrazgo).

Grandia *et al.* (1998) estudian el margen N y S de la subcuenca de Penyalgosa (Cuenca del Maestrazgo), donde se localizan numerosos indicios de depósitos de Pb-Zn (Ba), similares a los existentes en la Cuenca Vasco-Cantábrica. La mineralización aparece en las calizas del Barremiense-Aptiense (facies *Urgon*) con una alineación general NO-SE y está asociada a cuerpos dolomíticos, con frecuencia a favor de fracturas. Estos depósitos se interpretan como el resultado de la mezcla de fluidos hidrotermales que ascendieron por fracturas con fluidos procedentes de acuíferos más superficiales de menor temperatura y salinidad. Consideran que el flujo hidrotermal sería más importante en el extremo SE de la subcuenca.

Grandia *et al.* (1999) caracterizan los depósitos de Pb-Zn de la subcuenca de Penyalgosa como una mineralización típicamente de tipo MVT (*Mississippi Valley-type*), relacionados con las etapas de *rift* o *post-rift*.

Grandia *et al.* (2000) datan mediante U-Pb, la edad de una mineralización de Pb-Zn (galena y calcita cogenéticas) de tipo MVT afectando a las calizas del Barremiense-Aptiense, en la subcuenca de

Penyagolosa, y obtienen una edad de  $62.6 \pm 0.7$  Ma. Esta edad sugiere que estos depósitos están asociados a la etapa de *rift* del Terciario inferior (Daniense). El modelo propuesto para el origen de la mineralización implica la participación de fluidos salinos profundos que fueron expelidos de forma localizada a través de fallas. Este modelo requiere un gradiente geotérmico alto, lo cual es una característica típica de una etapa sin-*rift*.

Nadal (2000) estudia las dolomías asociadas a fallas durante la etapa de *rift* Jurásico superior-Cretácico inferior en la subcuenca de la Salzedella (Cuenca del Maestrazgo). Distingue tres tipos principales de dolomías (romboedros asilados, dolomita de reemplazamiento y cemento de dolomita), caracterizándolas mediante análisis químico con microsonda electrónica, isótopos estables (C y O), radiogénicos (Sr) y mediante inclusiones fluidas. La fuente del Mg necesario para la dolomitización es relacionada con las unidades evaporíticas del Triásico y Liásico. Propone un modelo de dolomitización basado en la combinación de un sistema de flujos topográficos y advectivos. Según este modelo, las aguas meteóricas descenderían a través de los márgenes de la cuenca, hasta los niveles evaporíticos del Triásico y Liásico, donde se mezclarían con aguas connatas y ascenderían por fracturas, debido al incremento de flujo calorífico al final de la etapa de *rift*.

Permanyer *et al.* (2000) estudian la reflectancia de la vitrinita y la isomerización de esteranos en la Fm. Margas de Mas d'Ascla (Kimmeridgiense superior-Titónico inferior) con el objeto de restringir el modelo térmico para la subcuenca de la Salzedella en la Cuenca del Maestrazgo. Según este modelo, la Fm. Ascla estaría actualmente dentro de la ventana del petróleo, debido al importante proceso de erosión post-Eoceno superior. Esta etapa de erosión tuvo lugar en algunas zonas de la subcuenca de la Salzedella e hizo disminuir las temperaturas alcanzadas en estos materiales por el enterramiento.

Nadal (2001) profundiza en el estudio de las dolomías del Jurásico superior-Cretácico inferior relacionadas con la segunda etapa de *rift*

mesozoico de la Cadena Ibérica Oriental y de la Cadena Costero Catalana. Este trabajo se centra en seis sectores (Salzedella, L'Alt Maestrat, Bovalar, Maestrat Occidental, Turmell-Ports de Beseit y Cadena Costero Catalana), distinguiendo y caracterizando tres tipos de dolomías hidrotermales del Titónico-Berriasiense y Aptiense: (1) dolomías relacionadas con fracturas y con la discontinuidad finiberriasiense que reemplazan a la roca caja de la Fm. de Bovalar, (2) dolomías asociadas con fracturas y con el límite de secuencia Kimmeridgiense-Titónico, y (3) dolomías relacionadas con fracturas, en el interior de la Fm. Bovalar. El modelo de dolomitización propuesto se caracteriza por una entrada de fluidos meteóricos que llegan hasta los niveles del Muschelkalk inferior, donde se reequilibran térmicamente. Posteriormente, estos fluidos ascienden, muy rápidamente, por advección hacia los niveles superiores. En su paso por los materiales evaporíticos del Triásico y Liásico basal adquieren el Sr radiogénico y se produce el reequilibrio isotópico del fluido. Los fluidos ascienden a través de fracturas, aunque si existen niveles permeables, los fluidos dolomitizantes también pudieron migrar lateralmente. Por otra parte, las dolomías hidrotermales presentan procesos posteriores de dedolomitización, por unas condiciones oxidantes a partir de fluidos meteóricos durante el Cretácico superior-Terciario. También estudia las dolomías del Barremiense, las cuales son interpretadas como el producto de la mezcla entre aguas meteóricas y marinas, sin presentar ningún control estructural.

Permanyer *et al.* (2001) aplican la geoquímica orgánica al estudio de la evolución de las cuencas sedimentarias, en concreto a la Cuenca del Maestrazgo, para obtener un conocimiento global, completo y preciso de su evolución. El uso de la geoquímica orgánica mejora el entendimiento de la secuencia estratigráfica, la modelización térmica y la interpretación de los depósitos minerales. Asimismo, proponen un modelo petrolífero que integra y considera los diversos aspectos de la geología regional de la Cuenca del Maestrazgo.

Rossi *et al.* (2001) estudian la historia diagenética, térmica y la migración de petróleo en el Kimmeridgiense (Fm. Ascla) en la subcuenca de la Salzedella (depocentro de la Cuenca del Maestrazgo). Las calizas y margas marinas, con intervalos ricos en materia orgánica, de la Fm. Ascla alcanzaron una profundidad de enterramiento de más de 3500 m durante el Cretácico. Mediante microscopía de luz transmitida, cátodoluminiscencia y fluorescencia, así como mediante análisis geoquímicos puntuales de microsonda, distinguen distintas generaciones de cementos. Las temperaturas de precipitación más altas que obtienen son de 117°C, a partir de las temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas en los cementos de calcita. Las inclusiones de petróleo que aparecen atrapadas en una de las generaciones de cemento evidencian la generación de petróleo en la Fm. Ascla y su migración a través de fracturas. La migración probablemente tuvo lugar cuando se alcanzó la máxima profundidad de enterramiento, es decir, durante el Cretácico superior-Terciario inferior. Sin embargo, la posibilidad de encontrar acumulaciones de petróleo en esta parte de la cuenca es baja, ya que la migración fue previa a la tectónica Alpina, momento propicio para la formación de trampas.

Grandia *et al.* (2003) consideran que el proceso de mezcla de fluidos es el mecanismo fundamental para el origen de la mineralización de Pb-Zn de los carbonatos del Aptiense en la subcuenca de Penyagolosa. Los fluidos implicados habrían sido originados por la evaporación sub-aérea de agua marina. Además, la edad de formación de la mineralización, en el Paleoceno inferior, coincide con un periodo de sedimentación evaporítica lo que podría haber proporcionado la infiltración de salmueras.

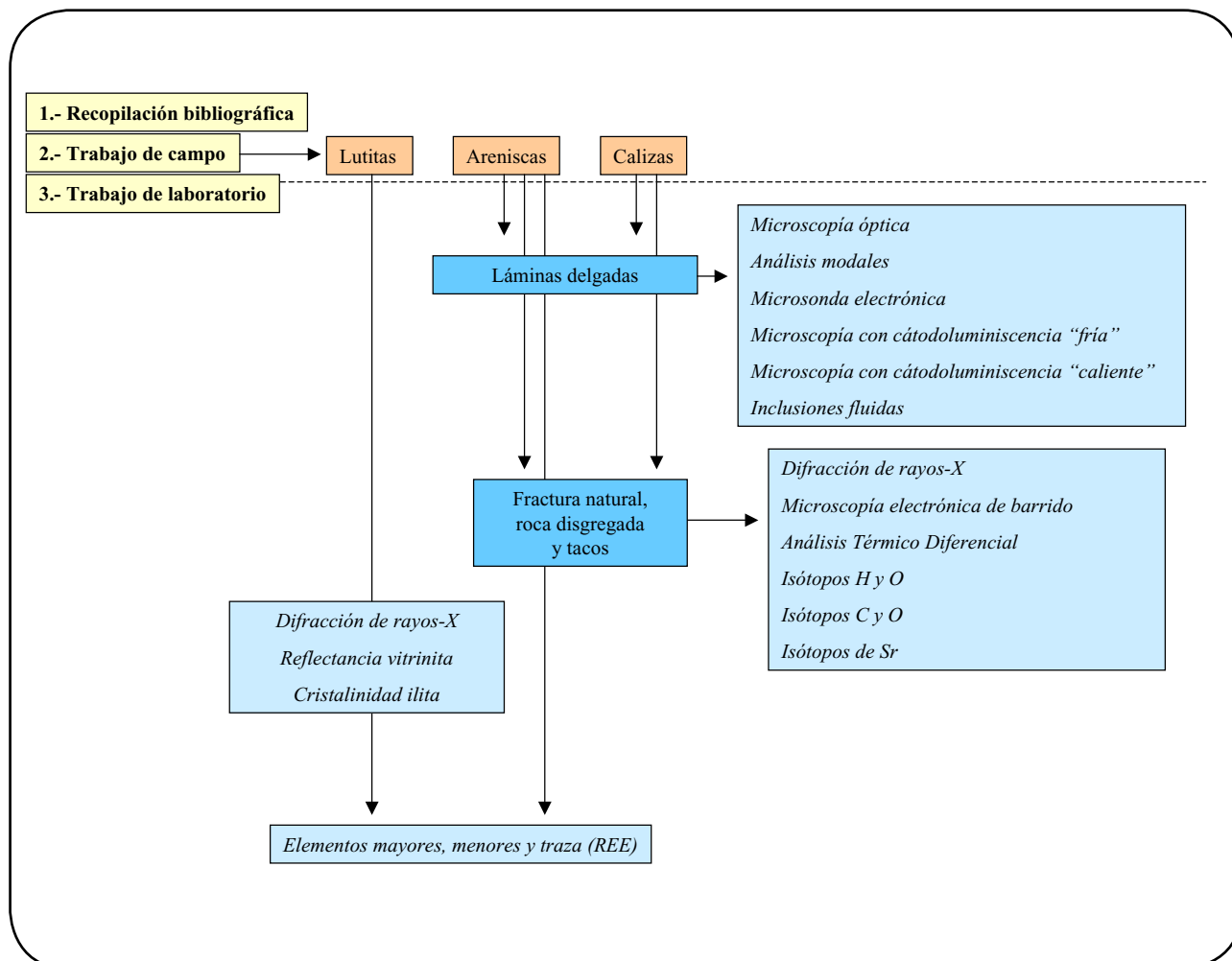
Caja *et al.* (2003b) estudian los cementos carbonáticos que ocluyen fracturas y rellenan estilolitos abiertos en las calizas de la Fm. Bovalar (Titónico-Berriasiense), en la zona más occidental de la subcuenca de Penyagolosa. Basándose en el estudio de las relaciones de campo, la petrografía, cátodoluminiscencia y el análisis geoquímico (microsonda electrónica,

inclusiones fluidas e isótopos de oxígeno, carbono y estroncio) obtienen una secuencia paragenética compuesta por: (A) cementos de calcita en estilolitos estratiformes abiertos (-11.37‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB), (B) cemento-reemplazamiento de rombos aislados de dolomita, (C) cemento-reemplazamiento de dolomita *saddle* caracterizado por inclusiones fluidas con altas salinidades (21.5 a 23.5 % peso eq. NaCl) y altas temperaturas de homogenización ( $T_h = 110\text{--}155^\circ\text{C}$ ) y por valores negativos del isótopo de oxígeno (-11.27‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB), (D) una fase de dedolomita (-8.61 a -6.76‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB y -4.38 a +0.07 ‰  $\delta^{13}\text{C}$  VPDB), (E) cemento de calcita rellenando fracturas verticales que se caracteriza por los valores más altos de temperaturas de homogenización (160-260°C) y los valores más empobrecidos en isótopos de oxígeno (-9.97 a -13.44 ‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB), (F) cemento de calcita rellenando estilolitos estratiformes (-8.81‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB). Esta secuencia es interpretada como el resultado de varias etapas de cementación, asociadas a distintas fases de fracturación. Los cementos de dolomita (C) y calcita (E) estudiados en las venas verticales son interpretados como de origen hidrotermal, relacionados con la mezcla de aguas marinas (posiblemente derivadas de las evaporitas infrayacentes del Triásico y Liásico) con aguas meteóricas que circularon profundamente y relacionadas con la compresión Alpina.

Caja *et al.* (2004c) comparan la secuencia de cementación carbonática asociada a fracturas de las calizas y margas del Jurásico superior en dos subcuencas, Penyagolosa y Salzedella. El objetivo es caracterizar los fluidos asociados a fracturas en ambas subcuencas y determinar su relación con la migración del petróleo. Basándose en la presencia de inclusiones fluidas de petróleo en una de las fases de los cementos de calcita, interpretan la cementación en la subcuenca de la Salzedella coetánea con la migración de los hidrocarburos; sin embargo, la cementación por dolomita y calcita en la subcuenca de Penyagolosa está relacionada con fluidos hidrotermales, posteriores a la migración de hidrocarburos y relacionados con la etapa de extensión Terciaria.

## 7.- Metodología

En este apartado se hará una descripción de los procedimientos realizados y las técnicas empleadas en la elaboración de este trabajo en las distintas fases de estudio (Fig. 7.1.1).



**Figura 7.1.1.** Diagrama de flujo donde queda reflejada, de forma simplificada, la metodología empleada.

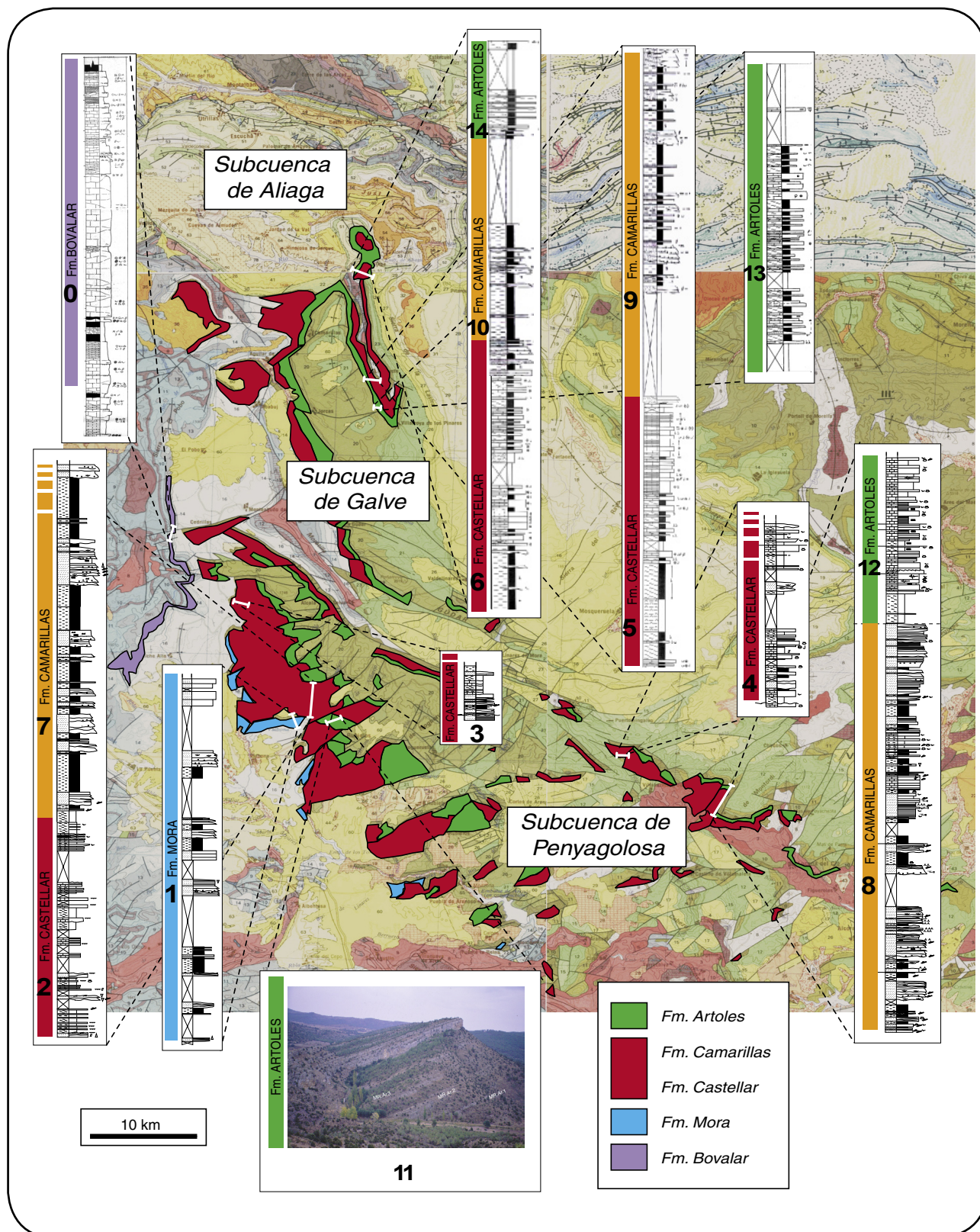
## 7.1.- Recopilación bibliográfica

En una primera fase del trabajo se revisaron los trabajos relativos al área de estudio, así como los mapas geológicos publicados y otros trabajos de carácter más general sobre procedencia y diagénesis en areniscas. Según se avanzaba en el conocimiento de la zona y se obtenían datos sobre las muestras, se han ido recopilando y considerando trabajos sobre temas más específicos.

## 7.2.- Trabajo de campo

El trabajo de campo ha consistido fundamentalmente en la realización de columnas estratigráficas y muestreo de las mismas. Se estudiaron un total de 15 columnas, cada una de ellas correspondiente a una de las formaciones estudiadas, distribuidas de la siguiente forma (Fig. 7.2.1): Tres columnas en la *subcuenca de Aliaga*, tres en la *subcuenca de Galve* y nueve en la de *Penyagolosa*, por ser esta subcuenca la de mayor extensión. Las columnas se han elaborado a escala 1:200.





**Figura 7.2.1.** Mapa geológico a escala 1/200.000 (nº41-Tortosa; IGME, 1981; nº47-Teruel; IGME, 1985; nº48-Vinaròs; IGME, 1985; nº40-Daroca; IGME, 1991) de las subcuencas estudiadas, dentro de la Cuenca del Maestrazgo, donde se ha resaltado la extensión de afloramiento de las formaciones estudiadas (Bovalar, Mora, Castellar, Camarillas y Artoles). Además se incluye la localización de las columnas realizadas.

Durante el muestreo se han recogido en total más de 270 muestras, de las que 125 corresponden a areniscas, 120 a calizas y 26 a lutitas. Las muestras fueron sigladas correlativamente de muro a techo y orientadas con respecto al techo de la unidad. El muestreo de estas columnas se realizó de forma sistemática, es decir, en el caso de las areniscas se han recogido muestras representativas de cada uno de los tramos diferenciados dentro de cada formación estudiada. Además, se ha intentando obtener de cada nivel de areniscas, al menos una muestra con un tamaño de grano adecuado para la realización del análisis modal (ver apartado 7.3.3.2). En cuanto al muestreo de calizas, este fue selectivo y se ha intentado muestrear sólo aquellos niveles que presentasen cementos carbonáticos, como por ejemplo en fósiles o los cementos asociados a fracturas. En el caso de la Fm. Bovalar se realizó un estudio detallado de los rellenos carbonáticos asociados a fracturas y estilolitos, midiéndose su espaciado, buzamiento, las orientaciones y analizando las relaciones de corte (ver capítulo 9).

La localización de todas las muestras recogidas queda reflejada en las columnas estratigráficas presentadas en el capítulo 8.

### 7.3.- Trabajo de laboratorio

#### 7.3.1.- Preparación de muestras de areniscas

Las muestras de areniscas estudiadas contienen un alto porcentaje en matriz arcillosa (valor medio: 10-20%), por lo que al ser cortadas con una máquina de corte mediante disco, con agua como refrigerante, se convierten en deleznales, con el consiguiente riesgo de pérdida de gran parte de la muestra. Para obtener una sección adecuada y representativa, cada muestra se cortó en varias rodajas. De esta forma se pudo elegir la mejor zona para obtener el taco del que posteriormente se realizaría la lámina delgada.

Una vez que los tacos han sido cortados y secados totalmente se procedió a la impregnación al vacío con resina de poliéster coloreada de azul (por cada 100 ml de resina de poliéster se usaron 12

gotas de líquido catalizador y 1 gota de líquido endurecedor). Las muestras se introdujeron durante 10 minutos en la campana de vacío. La impregnación se facilita al dejar entrar aire en la campana de vacío y quedar las muestras expuestas a la presión atmosférica. Por último, los tacos impregnados se dejaron en la estufa 2 o 3 días (40-50°C).

Con este proceso previo a la elaboración de láminas delgadas se pretende consolidar las muestras. Además, la impregnación con resina coloreada resulta imprescindible a la hora de cuantificar la porosidad, mediante el análisis modal con el microscopio petrográfico.

La impregnación de las muestras de arenisca con resina fue en ocasiones incompleta, debido a la baja permeabilidad de las areniscas con respecto a la resina empleada. Como consecuencia, durante el proceso de desbastado, algunas muestras sufrieron el desprendimiento de granos y matriz arcillosa de la superficie de la muestra. Para distinguir este fenómeno y poder reflejar en los análisis modales la porosidad original, se aplicó a la superficie una resina termoresistente ("Microtec") teñida de color verde. La muestra se introduce en la campana de vacío durante 10 minutos para que penetre en los huecos y a continuación se seca en la estufa o en la plancha térmica (40-50°C). En otras ocasiones se utilizó pegamento *Loctite superglue*, teñido de color verde, por ser de fraguado (a temperatura ambiente), más rápido que el anterior.

#### 7.3.2.- Obtención de láminas delgadas:

##### 7.3.2.1.- Para el estudio petrográfico y análisis modal

Todas las láminas delgadas obtenidas (areniscas y calizas) tienen un espesor de 30 µm de tamaño estándar (46 x 25 mm), doblemente pulidas y pegadas con resina termoresistente "Microtec". En el proceso de desbastado se utilizó, en primer lugar, carborundo progresivamente más fino (600, 800 y 1000) y óxido de cerio para su pulido. En total se realizaron y se estudiaron al microscopio petrográfico más de 125 láminas

delgadas pulidas de areniscas y más de 120 de calizas.

Para la distinción de la mineralogía de carbonatos se siguió el método de Lindholm y Finkelman (1972) y para la diferenciación de los feldespatos se ha utilizado el método de Chayes (1952). El primero consiste en la tinción de la lámina delgada por inmersión en una solución de ácido clorhídrico diluido al 0,2%, alizarina roja S (con el fin de determinar la naturaleza calcítica o dolomítica de los carbonatos) y ferricianuro potásico para determinar, cualitativamente, si el carbonato presenta o no un alto contenido en hierro. En el segundo método de tinción se ha utilizado ácido fluorhídrico y cobaltonitrito sódico. La lámina se somete a los vapores del HF, en una cubeta de plomo o de plástico, durante un tiempo entre 45 segundos y 1 minuto, y posteriormente, se introduce en una solución de cobaltonitrito sódico, de 3 a 4 minutos. Por último, la lámina se lava bien con agua para eliminar cualquier resto de la solución.

#### 7.3.2.2.- Para el análisis mediante microsonda electrónica

Estas láminas se prepararon también a partir de los mismos tacos que habían sido impregnados con resina (si se trataba de una arenisca). En cambio, durante la fase de desbastado no se aplicó la resina de color verde ni el pegamento *superglue* (en el uso que se le va a dar a estas láminas no importa excesivamente la generación de porosidad artificial). Las láminas pulidas obtenidas, tienen las mismas características que las usadas para el estudio petrográfico, pero después de desbastarlas con carborundo se empleó progresivamente alúmina de tamaño más fino (1, 0.3 y 0.05  $\mu\text{m}$ ).

#### 7.3.2.3.- Para el estudio de las inclusiones fluidas

Las láminas delgadas empleadas en este tipo de análisis tienen un espesor aproximado de unas 300  $\mu\text{m}$ , son de tamaño estándar y fueron doblemente pulidas. Sin embargo, se ha utilizado como pegamento una resina termoresistente que

permitía despegar la lámina delgada del vidrio, para así, poder introducir pequeños trozos de la muestra, en la platina del microscopio utilizado en el estudio de inclusiones fluidas.

#### 7.3.3.- Estudios realizados sobre las láminas delgadas

##### 7.3.3.1.- Estudio petrográfico

Todas las láminas delgadas han sido estudiadas mediante el microscopio petrográfico de polarización. Se han utilizado los siguientes microscopios:

- Microscopio Zeiss con objetivos de x2.5, x6.3 y x16 aumentos y con un carro de montaje electrónico (Prior James Swift, modelo F) utilizado en la realización de los análisis modales.

- Microscopio Zeiss (Axioskop) con objetivos de x2.5, x10, x20 y x40 aumentos y cámara fotográfica adaptada.

- Microscopio Olympus con objetivos de x4, x10, x20 y x50 aumentos y cámara fotográfica digital adaptada.

Los dos últimos microscopios se han usado para el estudio petrográfico general de las láminas y para la preparación previa de las láminas delgadas, antes de realizar los análisis de microsonda.

##### 7.3.3.2.- Análisis modales

Los análisis modales se realizaron sobre 49 areniscas seleccionadas con tamaños de grano entre  $fL=0,125-0,177\text{mm}$ ;  $fU=0,177-0,250\text{ mm}$ ;  $mL=0,25-0,35\text{ mm}$  y  $mU=0,35-0,5\text{ mm}$  (f: fino; m: medio; U/L: superior/inferior; en Pettijohn *et al.*, 1973). El método de análisis modal empleado fue el conocido como “clásico o genético” (Basu, 1976; Mack y Suttner, 1977; Suttner *et al.*, 1981). La característica principal de este método es que considera cada clasto y fragmento de roca como una unidad, independientemente de su tamaño. El inconveniente que conlleva este método es que se

deben emplear areniscas con un tamaño de grano similar, ya que la composición de las areniscas depende del tamaño de grano (Ingersoll *et al.*, 1984; Decker y Helmold, 1985; Suttner y Basu, 1985); ahora bien, en las muestras estudiadas la incidencia de este problema es mínima ya que la mayoría de los análisis modales se han realizado en areniscas con tamaños de granos entre 0,177 y 0,35 mm.

Existe otro método de análisis modal, el de Gazzi (1966) y Dickinson (1970) conocido como “Gazzi-Dickinson” (Ingersoll *et al.*, 1984) cuya principal diferencia con el método

clásico consiste en la separación dentro de los fragmentos de roca, de las distintos minerales individuales que contienen, según su tamaño. De tal forma que si el tamaño de un mineral en particular (contenido en un fragmento de roca) es mayor de 0,0625 mm, este se contabilizará como un grano monocristalino y si es menor, como un fragmento de roca (Zuffa, 1985). Por lo tanto, en la presente Tesis Doctoral, a diferencia del método de Gazzi-Dickinson, los minerales >63 micras dentro de fragmentos de roca fueron contados como el tipo de fragmento de roca en el que aparecían (Decker y Helmold, 1985).

**Tabla 7.1.** Plantilla utilizada para el análisis modal donde quedan reflejadas las categorías empleadas.

Fm. _____	Muestra: _____	%	media
Cuarzo monocristalino, ext. recta < 5° (Qm)			
Cuarzo monocristalino, ext. ondulante > 5° (Qm)			
Cuarzo policristalino 2-3 unidades (Lt)			
Cuarzo policristalino +3 unidades (Lt)			
Chert (Lt)			
Feldespato K (F)			
Plagioclase (F)			
Biotita			
Moscovita			
Minerales pesados			
Turmalina			
FR. Metamórfico medio grado (Lt)			
FR. Metamórfico bajo grado (Lt)			
FR. Plutónico (Lt)			
FR. Sedimentario (roca carbonática) (Lt)			
Cantos blandos			
<b>TOTAL ESQUELETO</b>			
[Cemento Cuarzo]			
[Cemento carbonático]			
[Ftos. reemplazados por carbonatos]			
[Cemento baritina]			
[Cemento de caolín]			
[Coating arcilloso]			
<b>TOTAL CEMENTOS</b>			
Matriz infiltrada			
Matriz reemplazando Ftos. (epimatriz)			
Pseudomatriz			
<b>TOTAL MATRIZ</b>			
Porosidad intergranular			
Intragranular en Ftos			
Intragranular en caolín			
Agrandada			
<b>TOTAL POROSIDAD</b>			
Tamaño de grano (f=fino; m=medio; U/L= superior/inferior)			
Selección (mb=muy buena; b=buena; mod= moderada; p=pobre)			

En cuanto al número de puntos contados en los análisis modales realizados, éste oscila entre 300 y 400 por lámina. La precisión del método de "análisis modal" depende de la verdadera abundancia, es decir, la cantidad real del elemento contado y del total de puntos contados (van Der Plas y Tobi, 1965). Así, por ejemplo, en una muestra en la cual 15 de 300 puntos caen en una determinada categoría, el componente de esa categoría estaría representado en un 5% ( $\pm 2,5\%$ ) con un nivel de confianza del 95%. Por lo tanto, la abundancia de ese componente oscilaría entre un 2,5 y 7,5%. Si contásemos 1000 puntos, un componente con 50 puntos, estaría representado en un 5% ( $\pm 1,5\%$ ) con un nivel de confianza del 95%. En este caso, ese componente oscilaría entre un 3,5 y 6,5%. De esta forma, los análisis modales realizados a partir de un total de 300 a 400 puntos tienen validez estadística según la carta de van Der Plas y Tobi (1965) y, por lo tanto, son representativos.

Por otra parte, se seleccionó una malla de puntos de conteo un poco más grande que el tamaño medio de los granos, para que los sucesivos puntos observados no contabilizaran el mismo grano o mineral.

Las categorías cuantificadas se corresponden con los principales granos y fases minerales presentes en las areniscas estudiadas (Tabla 7.1). También se han reflejado categorías calificadas como "reemplazantes", ya que, el hacer esta distinción, permite la reconstrucción de la composición original de la arenisca, basada en los relictos de la disolución o del reemplazamiento y ayuda a "eliminar" los efectos de la diagénesis en la composición (Wilson y Stanton, 1994).

### 7.3.3.3.- Microsonda electrónica

Este estudio se ha realizado en el Centro de Microscopía electrónica Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid. Se ha utilizado un equipo Jeol JZA-8900 M con 4 detectores. Las condiciones de funcionamiento fueron de 15 Kv de voltaje, una intensidad de corriente de 20nA, un diámetro del haz de electrones de 5 micras y un tiempo de exposición

para cada elemento de 10 segundos en el pico y de 5 segundos a cada lado (fondo). Los límites de detección varían en cada análisis dependiendo de la abundancia de los distintos elementos en el mineral analizado. Por lo tanto, entre todos los análisis realizados se ha calculado un valor medio aproximado de los límites de detección: para el Ca 150 ppm, Mg 100 ppm, Fe 300 ppm, Mn 250 ppm, Ba 250 ppm, Sr 250 ppm, Ti 225 ppm, Na 150 ppm y K 175 ppm. Los patrones utilizados en el análisis de minerales silicatados fueron: sillimanita, albita, almandino, kaersutita, microclina, ilmenita, fluorapatito, escapolita, aleación Ni, cromita, ganhita, benitonita y estroncianita. Mientras que para carbonatos los patrones fueron: dolomita, estroncianita, granate, siderita, calcita, smithsonita y bentonita. Las láminas delgadas empleadas se metalizaron con una película de grafito.

Mediante la microsonda electrónica se ha analizado la composición química de feldespatos, carbonatos y turmalinas:

En el caso de los feldespatos, antes de realizar los análisis químicos se estudiaron los granos feldespáticos mediante el modo de electrones retrodispersados (BSE) lo que permitió observar sus características, diferenciar zonas con distinta composición, según los tonos de grises (que se correlacionan con los números atómicos de minerales específicos), y finalmente seleccionar las zonas para analizar. Se han empleado 9 láminas delgadas y en total se han realizado 295 análisis químicos en feldespatos (la suma total de cada uno de los análisis oscila entre 95.65 y 101.46 en % en peso; Anexo 1). Entre los análisis realizados, 54 corresponden a la *subcuenca de Aliaga* (1 muestra de la Fm. Camarillas), 42 a la de *Galve* (1 muestra de la Fm. Camarillas) y 199 a la de *Penyagolosa* (57 análisis pertenecen a 2 muestras de la Fm. Camarillas; 79 análisis pertenecen a 2 muestras de la Fm. Castellar; y 63 análisis pertenecen a 3 muestras de la Fm. Mora).

Para el tratamiento informático de los análisis químicos de feldespatos se ha utilizado el programa "FA93" diseñado por los Drs.



J. González del Tánago y J.L. Brandle del Departamento de Petrología y Geoquímica y de la U.E.I de Petrología y Geoquímica del C.S.I.C, respectivamente. Este programa, en primer lugar genera un archivo compuesto por 93 elementos y elimina las columnas con los datos informativos (diámetro del haz, intensidad de corriente, fecha, límite de detección, etc.) que acompañan al análisis que se obtiene mediante la microsonda. En segundo lugar, a partir de este fichero con 93 elementos, lo que hace el programa es calcular el número de iones según el número de oxígenos que elijamos, por ejemplo, en base a 8 oxígenos si queremos calcular la fórmula estructural de un feldespato. A partir de estos datos, se ha calculado la composición molecular “ortosa-albita-anortita”, ya que al calcular el número de iones para cada elemento en base a un número de oxígenos fijo lo que hacemos es normalizar los análisis efectuados y hacerlos comparables entre sí, independientemente del valor de la suma total (en % en peso) que tenga cada análisis. También se ha calculado la equivalencia en partes por millón (ppm) para cada elemento, a partir del % en peso de cada óxido obtenido mediante el análisis en la microsonda.

Para el análisis químico de los carbonatos, se han empleado 41 láminas delgadas y se han realizado un total de 361 análisis en los tipos de carbonatos distinguidos (Anexo 2). Las zonas analizadas se estudiaron previamente mediante BSE, para distinguir zonados composicionales y elegir las zonas a analizar en función de los tonos de grises (de la misma forma que con los feldespatos). Los resultados obtenidos fueron normalizados a 100% molar de  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$  y  $\text{SrCO}_3$ . Además se ha calculado la equivalencia en partes por millón (ppm) para cada elemento, a partir del porcentaje en peso de cada óxido obtenido mediante el análisis en la microsonda. Entre los análisis realizados 140 corresponden a la Fm. Bovalar, 19 a la Fm. Mora, 91 a la Fm. Castellar, 77 a la Fm. Camarillas y 34 a la Fm. Artoles.

Los análisis químicos de turmalinas se han realizado en 4 láminas delgadas (1 para la Fm. Mora, 1 para la Fm. Castellar y 2 para la Fm.

Camarillas) y se han obtenido un total de 20 análisis. Estas láminas se seleccionaron no sólo por su contenido en turmalina, sino también en función de que apareciesen turmalinas con colores de pleocroismo diferentes.

#### 7.3.3.4.- Microscopía con catodoluminiscencia “fría”

Esta técnica se ha realizado en el Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Geología (U.C.M.). Se ha usado un aparato de CL “fría” Technosyn modelo 8200 Mk 4 acoplado a un microscopio Olympus BHA-P con objetivos de x4 y x10 aumentos. Las condiciones de observación han sido de 11-16 Kv de voltaje, una intensidad de 300-500  $\mu\text{A}$  y 0.2-0.1 Torr de vacío.

Esta técnica se ha empleado en 9 láminas delgadas (3 de la Fm. Mora, 2 de la Fm. Castellar y 4 de la Fm. Camarillas) para el estudio del color de luminiscencia que ofrecen los granos de feldespato de las areniscas. En el caso de ser feldespatos-K detríticos se caracterizan por un color azul brillante y colores verde-amarillentos para las plagioclasas, dependiendo del contenido en anortita (Matter y Ramseyer, 1985). En cambio, los sobrecrecimientos autigénicos no muestran signos de luminiscencia (Kastner y Siever, 1979; Matter y Ramseyer, 1985). De este modo el uso de CL permite distinguir entre albita autigénica y plagioclasa detrítica cristalizada en rocas ígneas o metamórficas (Kastner y Siever, 1979).

Asimismo, se estudiaron los cementos carbonáticos de calcita y dolomita en 6 láminas delgadas a fin de conocer sus diferencias composicionales respecto al Fe y Mn y la posible sucesión o cronología de estos cementos.

#### 7.3.3.5.- Microscopía con catodoluminiscencia “caliente”

Esta técnica fue aplicada en la Universidad de Berna (Suiza) por el Prof. Karl Ramseyer en 7 láminas delgadas (2 de la Fm. Mora, 1 de la Fm. Castellar y 4 de la Fm. Camarillas).

Las condiciones empleadas fueron de 30 Kv de voltaje y una densidad de corriente de 0.4  $\mu\text{A}/\text{mm}^2$ . La señal espectral obtenida a partir de la luminiscencia fue registrada entre 300 y 900 nm, a un velocidad de 5 nm/seg, mediante un monocromador PTI modelo 01-001, adaptado a un fotomultiplicador Hamamatsu R928. El espectro obtenido fue corregido entre 370 y 840 nm, debido a la respuesta espectral emitida por el instrumento, la cual había sido calibrada anteriormente, mediante una lámpara de tungsteno. Los colores de luminiscencia han sido descritos según su apariencia mediante la observación visual.

#### 7.3.3.6.- Inclusiones fluidas (IF)

El estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas ha sido realizado en el Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la U.C.M por el Dr. Tomás Martín Crespo. Se ha utilizado una platina calentadora-refrigeradora *Linkam THMSG 600* (que permite un rango de temperaturas entre  $-196$  y  $600^\circ\text{C}$ ) acoplada a un microscopio *Olympus BH-2* provisto de un objetivo de larga distancia focal (80X). Tanto la temperatura, como la velocidad de enfriamiento son controladas en todo momento por un controlador que actúa a partir de una fuente de nitrógeno líquido despresurizado, que es inyectado directamente a la cámara donde se aloja la muestra. Las calibraciones del aparato se han realizado a baja temperatura mediante inclusiones de  $\text{CO}_2$  puro en topacio ( $-56.6^\circ\text{C}$ ) e inclusiones sintéticas de agua pura en cuarzo ( $0.015^\circ\text{C}$ ), y a alta temperatura mediante la utilización de patrones estándar de temperatura de fusión conocida de la casa Merck.

Para el estudio de inclusiones fluidas en cementos carbonáticos se han utilizado 2 láminas delgadas de la Fm. Bovalar y para el estudio microtermométrico en cementos de cuarzo se han realizado 3 láminas (una de cada formación: Mora, Castellar y Camarillas) con un espesor de 300  $\mu\text{m}$ .

7.3.4.- Estudios sobre muestra con fractura natural y roca disgregada

#### 7.3.4.1.- Difracción de rayos-X (DRX)

Los análisis de difracción de rayos X se han realizado en el difractómetro Philips del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Geología (U.C.M.). Las condiciones utilizadas han sido de radiación  $\text{Cu K}\alpha$ , monocromador de grafito, voltaje de 40 Kv, intensidad de 30 mA, constante de tiempo 1, velocidad de exploración de 2 grados/minuto e intervalo de exploración  $2-60^\circ 2\theta$ .

La composición mineralógica en roca total se ha determinado en un total de 14 muestras de areniscas, 10 de calizas y 31 de lutitas. Para ello, un fragmento de la muestra se molió con un mortero de ágata hasta obtener un polvo de tamaño menor de 0.032 mm que fue analizado posteriormente. Se ha reconocido la mineralogía de carbonatos, de las arcillas y también de los tipos de feldespatos. Además, se ha llevado a cabo un análisis mineralógico semicuantitativo a partir de los difractogramas obtenidos en las lutitas y para ello se han empleado los poderes reflectantes de Mackenzie (1966).

También se prepararon agregados orientados de varias fracciones ( $<4\mu\text{m}$ ,  $<10\mu\text{m}$  y  $<20\mu\text{m}$ ) de las muestras de arenisca para determinar la naturaleza de los minerales de la arcilla. Para separar las fracciones se disgregó la muestra en agua destilada. Para que las partículas arcillosas se separen bien de los granos arenosos se introdujo el vaso de precipitado con la muestra, en una cubeta de ultrasonidos. La operación se repitió 4 o 5 veces, en tiempos de 10 minutos hasta conseguir la total disgregación. A continuación, se puso la suspensión en un vaso de precipitado (1,5 l), marcándose una altura de 20 cm, y según la ley de Stokes se fueron extrayendo fracciones con una pipeta de la parte superior de la suspensión. Una vez que habían transcurrido 6 minutos se extrajo la fracción  $<20\mu\text{m}$ , pasados 16 minutos y medio, la  $<10\mu\text{m}$  y tras un tiempo de 1 hora y 4 minutos, la fracción  $<4\mu\text{m}$ . Esta suspensión se depositó sobre 3 porta-muestras de

vidrio esmerilado de 4x4 mm y se dejó evaporar a temperatura ambiente.

El procedimiento a seguir una vez preparados los tres agregados orientados fue el siguiente:

-Sobre uno se realizó DRX sin ningún tipo de tratamiento adicional.

-Otro fue solvatado con etilenglicol, en una atmósfera de esta sustancia durante 48 horas y a temperatura de 60°C (Brunton, 1955). Después de este tratamiento se realizó DRX con el fin de detectar la presencia de minerales expansibles.

-El último agregado fue tratado térmicamente mediante calentamiento en horno a 550°C durante 2 horas (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego, 1961). Al realizar el difractograma se confirma la presencia de caolín y se observa el comportamiento de la clorita y los minerales expansibles.

Aprovechando el procedimiento realizado para preparar los agregados orientados de las muestras de areniscas, se extrajeron las fracciones menores de 20, 10 y 4 µm como polvo. Para ello, se emplearon los mismos tiempos de decantación que en la preparación de los agregados, pero esta vez se extrajo una cantidad de unos 20 ml mediante sifonado, depositándose la suspensión en unas cápsulas de porcelana y dejándose evaporar bajo lámparas de infrarrojo. Este procedimiento se repitió varias veces hasta obtener una cantidad suficiente de polvo de las distintas fracciones para realizar la difracción de rayos-X. La fracción <4 µm no se pudo obtener de todas las muestras. En estas fracciones se han estudiado en detalle las reflexiones obtenidas mediante DRX del caolín (Ehrenberg *et al.*, 1993) para comprobar la existencia de los diferentes politipos.

#### 7.3.4.2.- Microscopía electrónica de barrido (MEB)

El estudio mediante el MEB se ha realizado en el Centro de Microscopía electrónica Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid. El equipo utilizado es un Jeol-6400 dotado de un sistema de

microanálisis por dispersión de energía (EDAX) para la identificación mineral y análisis químico semicuantitativo. Las condiciones fueron de un voltaje de 20 Kv y un vacío de unos 10<sup>-5</sup> Torr.

Las muestras usadas han sido fragmentos de areniscas que presentaban una rotura fresca y fueron metalizadas con oro. Se han estudiado las relaciones texturales entre las arcillas y los granos detríticos, así como la composición cualitativa de las arcillas en elementos mayores. En total se han estudiado 3 muestras de la Fm. Mora, 2 de la Fm. Castellar y 2 de la Fm. Camarillas.

Las relaciones observadas en lamina delgada en ocasiones presentan evidencias contradictorias

**Tabla 7.2.** Límites de detección para los elementos mayores, menores y traza (REE) según la rutina empleada ("WRA+trace 4Lithoresearch"; datos proporcionados por el laboratorio Actlabs).

WRA + Trace 4Lithoresearch			
	<i>l.d.</i>		<i>l.d.</i>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01%	Nb	0.2
CaO	0.01%	Ni	20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Pb	5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01%	Rb	1
K <sub>2</sub> O	0.01%	S	100
MgO	0.01%	Sb	0.2
MnO	0.001%	Sc	1
Na <sub>2</sub> O	0.01%	Se	3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01%	Sn	1
SiO <sub>2</sub>	0.01%	Sr	2
TiO <sub>2</sub>	0.001%	Ta	0.01
LOI	0.01%	Th	0.05
		Tl	0.05
Ag	0.5	Tm	0.005
As	5	U	0.01
Au	2 ppb	V	5
Ba	3	W	0.5
Be	1	Y	0.5
Bi	0.1	Zn	30
Br	0.5	Zr	1
Ca		La	0.05
Cd	0.5	Ce	0.05
Co	1	Pr	0.01
Cr	20	Nd	0.05
Cs	0.1	Sm	0.01
Cu	10	Eu	0.005
Fe		Gd	0.01
Ga	1	Tb	0.01
Ge	0.5	Dy	0.01
Hf	0.1	Ho	0.01
In	0.1	Er	0.01
Ir	5 ppb	Tb	0.01
Mo	2	Yb	0.01
Na		Lu	0.002

*l.d.* = límite de detección



o confusas. Este problema se debe a que la lamina es una representación bidimensional de la muestra o a la presencia de contactos angulosos o puntuales entre granos. La mayor resolución del MEB lo convierte en una técnica complementaria en el estudio de la diagénesis (Wilson, 1994).

#### 7.3.4.3.- Análisis Térmico Diferencial (ATD)

Estos análisis se han realizado en el Ciemat mediante un equipo Perkin Elmer 1700. La velocidad fue de 10°C/minuto y el intervalo de medida desde 0 hasta 1000°C. Se seleccionaron tres muestras (1 de la Fm. Mora y 2 de la Fm. Camarillas) por su mayor contenido en caolín, de entre todas las analizadas con DRX. El objetivo de este análisis fue comprobar la presencia de dickita y la proporción existente entre este politipo y la caolinita.

#### 7.3.5.- Análisis de elementos mayores, menores y traza (REE) en roca total

Se han realizado en los laboratorios Actlabs (Canadá) sobre 21 muestras de areniscas, seleccionadas por su mayor contenido en minerales accesorios y pesados, y la “ausencia” o bajo contenido de cementos carbonatados. También se analizaron 13 muestras de lutitas que se seleccionaron a partir de los análisis de DRX realizados en función de que presentasen el menor contenido en carbonatos. La rutina de análisis llevada a cabo fue la denominada como “WRA+trace 4Lithoresearch”, mediante ICPAES para los elementos mayores y por ICP-MS, para los trazas. Se obtuvieron valores para los elementos mayores con un límite de detección inferior a 0,01% (excepto para el  $\text{TiO}_2$  y  $\text{MnO}$  que fue de 0,001%). En cuanto a los elementos menores y traza, los límites de detección varían para cada elemento en particular (Tabla 7.2).

#### 7.3.6.- Isótopos C y O

Los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno fueron realizados en el *Department of Earth Sciences* de la *University of Windsor*, Ontario (Canadá). Se midieron en 42 muestras de calcita y dolomita que fueron extraídas

de las pastillas, utilizando un microtaladro acoplado a una lupa binocular. Las muestras fueron atacadas al vacío con ácido fosfórico puro durante 4 horas a 25°C y 50°C para calcita y dolomita, respectivamente (Al-Aasm *et al.*, 1990). El gas  $\text{CO}_2$  producido fue analizado en un espectrómetro de masas Delta-Plus. Los valores isotópicos de C y O se dan en partes por mil relativo al estándar VPDB. La precisión fue mayor de 0,05 ‰ para ambos isótopos.

#### 7.3.7.- Isótopos H y O

Los análisis de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno fueron realizados en la Estación Experimental del Zaidín (CSIC) de Granada, por el Dr. Antonio Delgado, sobre 9 muestras seleccionadas por su abundancia en caolín. Las fracciones ricas en caolín (10-15 mg) fueron reaccionadas con  $\text{ClF}_3$  en exceso estequiométrico a 650°C durante 12 horas (Borthwick y Harmon, 1982; Venneman y Smith, 1990). El oxígeno liberado fue convertido en  $\text{CO}_2$  mediante la reacción con una varilla de grafito platinizada caliente (Clayton y Mayeda, 1963). Para el  $\delta\text{D}$ , se usó una línea de uranio (Godfrey, 1962). Las muestras fueron “desgasificadas” durante toda una noche a una temperatura de 200°C en condiciones de alto vacío. El crisol de platino fue entonces calentado hasta aproximadamente 1200°C. El agua liberada se convierte en hidrógeno al pasar por el metal de uranio a unos 800°C. Las relaciones isotópicas fueron medidas en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 251. Como patrón interno en los análisis de oxígeno en silicatos ha sido utilizado  $\text{CO}_2$  comercial y contrastado con los datos de estándar de agua como el V-SMOW (*Viena Standard Mean Ocean Water*), el SLAP (*Standard Light Antartic Precipitation*) y el GISP (*Greenland Ice Sheet Precipitation*), y así el valor obtenido para el  $\delta^{18}\text{O}=+5,1\pm 0,2\text{‰}$  (V-SMOW) para el estándar internacional NBS-30 (biotita) y un valor de  $+9,6\pm 0,1\text{‰}$  (V-SMOW) para el estándar internacional NBS-28 (cuarzo). El  $\delta\text{D}$  del agua fue contrastado con los estándares internacionales mencionados.

### 7.3.8.- Isótopos de Sr

Los isótopos de Sr fueron realizados en el Laboratorio del Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Facultad de Geología (UCM). Se han analizado 17 muestras de calcita y dolomita (10 en los distintos tipos de carbonatos presentes en la Fm. Bovalar, 3 en los cementos carbonáticos de las formaciones Castellar, Camarillas y Artoles, 3 en las calizas, matriz o roca caja, de la Fm. Bovalar y 1 en una muestra de caliza, matriz o roca caja, de la Fm. Castellar). Las muestras fueron disueltas en 2 ml de HCl 2,5N (dejándolas en frío durante unas horas). A continuación, se centrifugaron (10 minutos a 4000 r.p.m.) para eliminar el posible residuo no disuelto que pudiera quedar, evaporándose el sobrenadante en una placa calefactora a una temperatura aproximada de 80-100°C. El residuo seco se redissuelve, nuevamente en HCl 2,5N, eluyente utilizado en el paso cromatográfico. Posteriormente, se sigue el protocolo de separación y pre-concentración del Sr en columnas cromatográficas, con resina DOWEX 50Wx8 200/400 mesh (previamente calibradas) utilizando el ya mencionado HCl 2,5N como eluyente. La fracción en la que se concentra el Sr es recogida y llevada a sequedad, para su posterior análisis en un Espectrómetro de Masas TIMS.

Las muestras fueron disueltas en 2µl de ácido fosfórico, de los cuales se cargaba uno de ellos sobre filamentos de Tántalo desgasificados, y se procedía a la medida de las relaciones isotópicas en un Espectrómetro de Masas de Ionización Termal VG SECTOR 54, con 5 detectores o cajas de Faraday, mediante el sistema de medida denominado multicolección dinámica.

Las medidas para Sr han sido corregidas de posibles interferencias de  $^{87}\text{Rb}$  y normalizadas al valor  $^{86}\text{Rb}/^{87}\text{Sr} = 0,1194$  con respecto a la posible fraccionación de masas de la muestra a lo largo del análisis. Durante el análisis de las muestras se ha medido el estándar isotópico NSB-987 obteniéndose un valor medio para un número de datos  $n=8$  de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710256 \pm 0,00001$  a nivel  $2\sigma$ , el cual coincide con los valores obtenidos, para ese mismo estándar en

este mismo laboratorio para la relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710154 \pm 0,00003$  ( $2\sigma$ ,  $n=460$ ).

El error analítico está referido a dos desviaciones standard y es de 0,01% en la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

### 7.3.9.- Reflectancia de la vitrinita (Ro)

El parámetro de la reflectancia de la vitrinita ha sido medido en el Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica de la Universitat de Barcelona por Dr. Albert Permanyer. Se han utilizado 5 muestras de lutitas (4 de la Fm. Castellar y 1 de la Fm. Camarillas) que presentaban una gran cantidad de materia orgánica. Estas muestras pertenecen a cortes estratigráficos de la *subcuenca de Penyalosa*. Las medidas se han realizado sobre muestras (probetas) pulidas, sin separación previa de la materia orgánica, con una longitud de onda de 546 nm (verde), según queda está establecido por el ICCP (International Coal Committee Project). Para ello se ha utilizado un microscopio Leica/Leitz DMRM con objetivo de inmersión en aceite de x50 aumentos. Además, se ha utilizado un patrón de vidrio sintético (Zeiss) de reflectividad conocida de 1.25%. El número de medidas en cada muestra es variable, según el aspecto y conservación de la vitrinita. En cualquier caso, se han medido unos 100 puntos por muestra, excepto una muestra que tiene menos de 50 puntos de medición, aunque sin embargo las desviaciones standard señalan una población de datos representativa.

### 7.3.10.- Modelización térmica

El modelo térmico y de enterramiento para la *subcuenca de Penyalosa* fue realizado con la ayuda del Dr. Albert Permanyer y Dr. Ramon Salas en el Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica de la Universitat de Barcelona utilizando el programa *BasinMod 1D* de la compañía *Platte River Associates*.

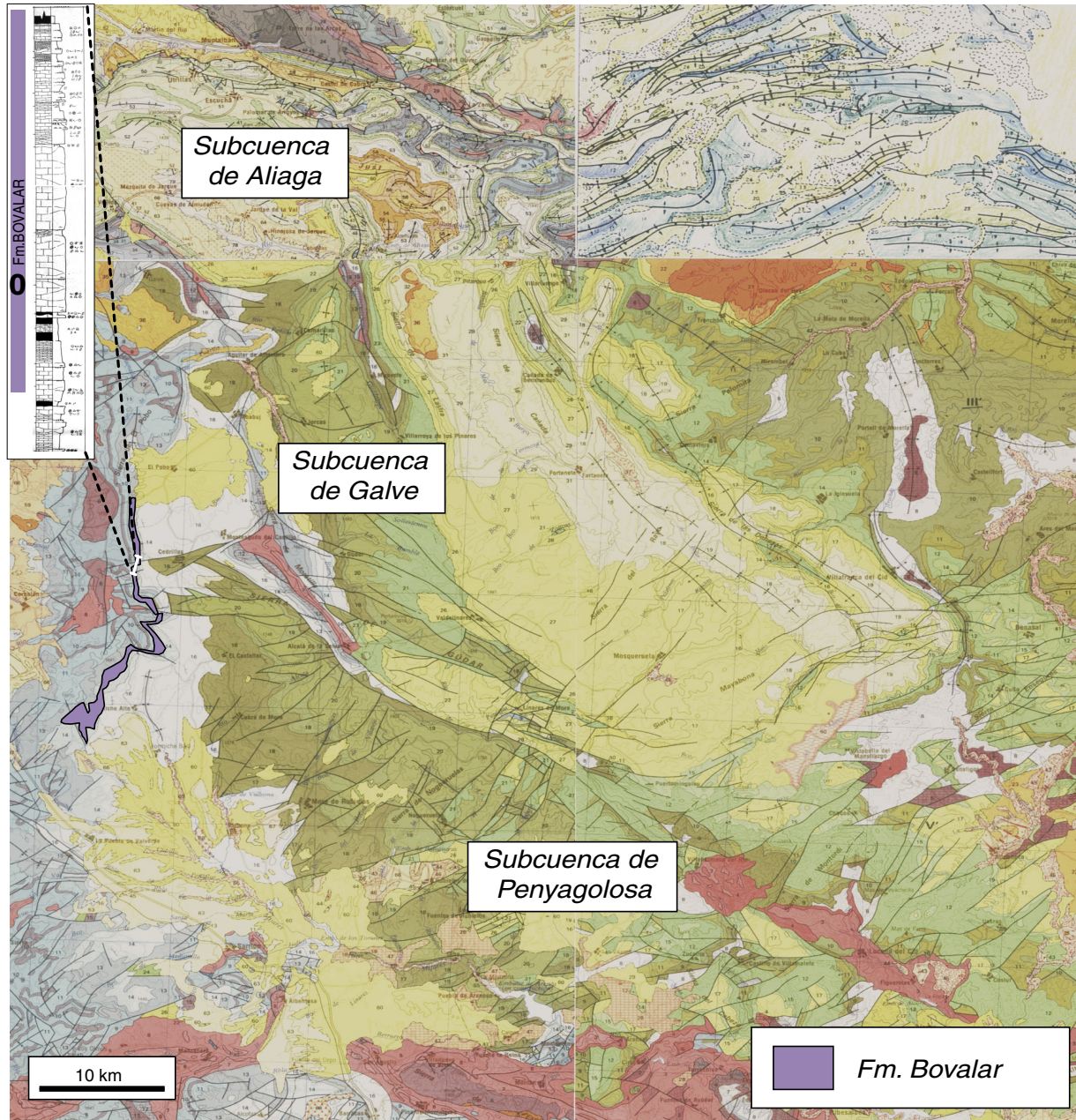
## 8.- Estratigrafía

En este capítulo se describe brevemente la situación y las características generales de las columnas realizadas y muestreadas para las distintas formaciones estudiadas.

### 8.1.- Fm. Bovalar

#### Corte 0: “Cedrillas”

Las calizas de la Fm. Bovalar se han estudiado en la parte más occidental de la subcuenca de Penyagolosa (Fig. 8.1.1), en concreto en el corte



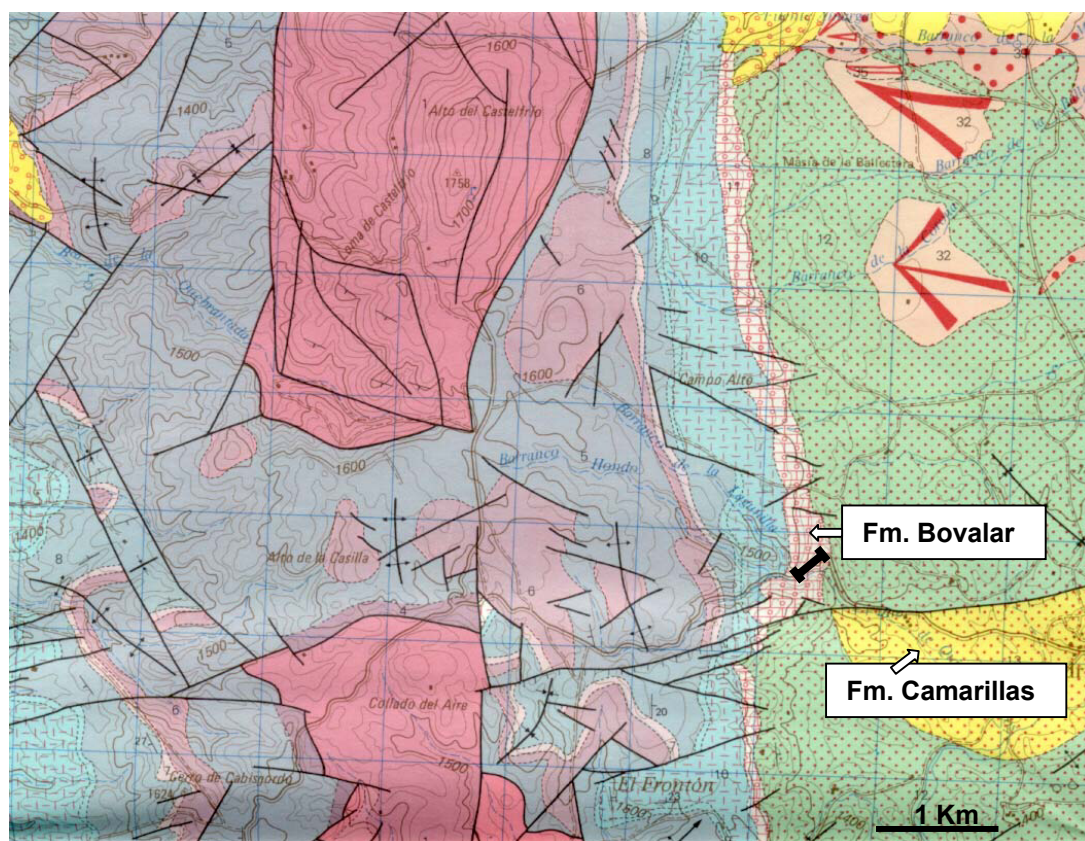
**Figura 8.1.1.** Mapa geológico a escala 1/200.000 (nº41-Tortosa; IGME, 1981; nº47-Teruel; IGME, 1985; nº48-Vinaròs; IGME, 1985; nº40-Daroca; IGME, 1991) de las subcuencas estudiadas donde se ha resaltado la extensión de afloramiento de la Fm. Bovalar. Además se incluye la localización del corte tipo y la columna estratigráfica de la Fm. Bovalar (Aurell, 1990) en la subcuenca de Penyagolosa.



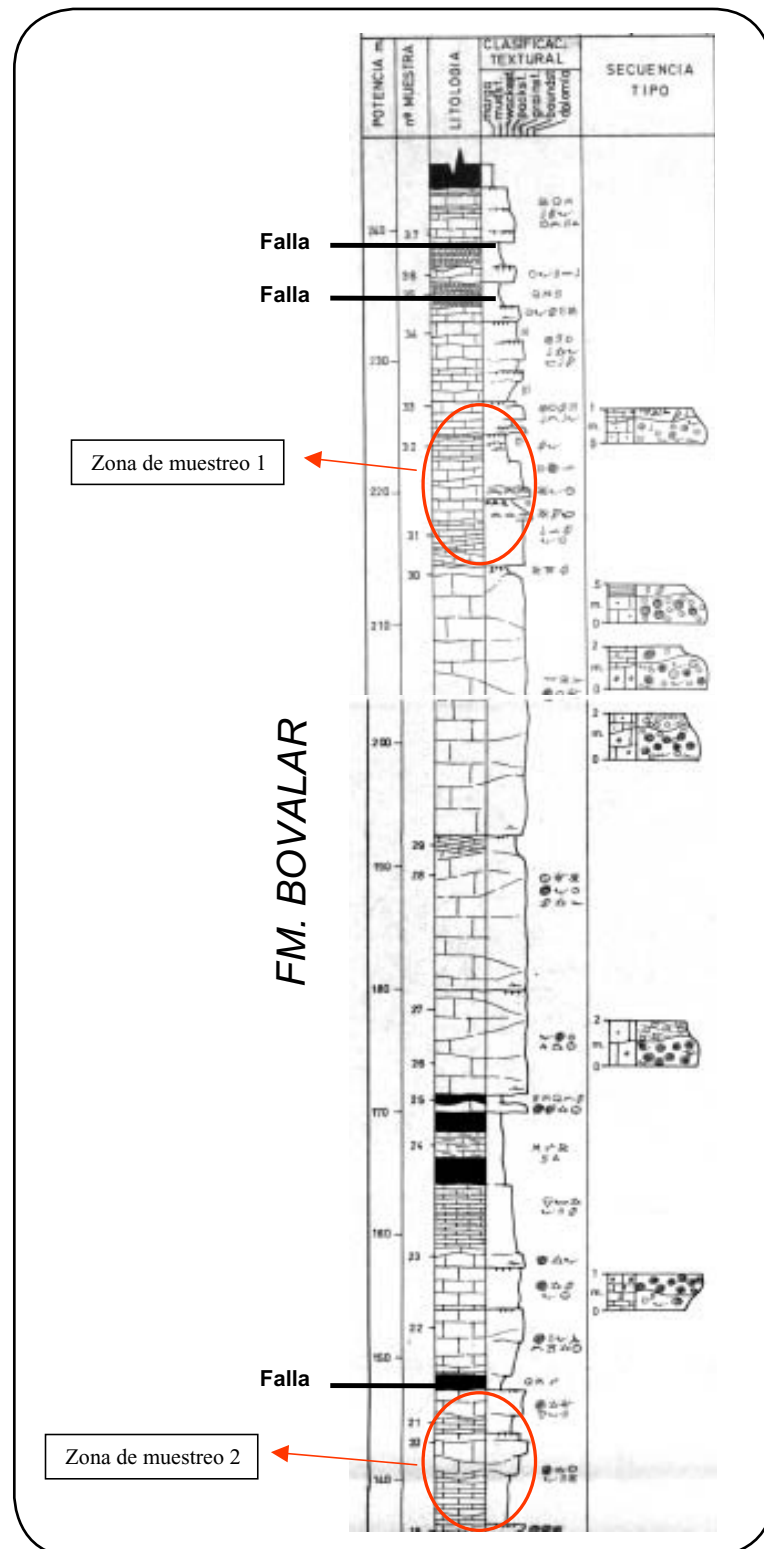
de la carretera de Cedrillas a Corbalán (Teruel; Fig. 8.1.2). Las coordenadas UTM de la base de la columna estratigráfica son: latitud 652725 y longitud 837350; y del techo: latitud 652890 y longitud 837550 (Mapa geológico 1:50.000, nº 567-Teruel; IGME, 1983).

Las calizas de la Fm. Bovalar (Titónico-Berriasiense inferior) afloran de forma masiva o estratificada en gruesos bancos (tendencia estratocreciente) y se caracterizan por su alta y variada proporción de componentes aloquímicos, entre los que destacan los oncoides. Se clasifican como un packstone oolítico-oncolítico y calizas

con bioclóstos. Los límites inferior y superior son muy netos, y este último corresponde a una importante discontinuidad (paraconformidad o discordancia) que representa el final de la Supersecuencia Jurásica. Este límite conlleva fenómenos de exposición sub-aérea y superposición de facies continentales (Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1994; Aurell *et al.*, 2002). Su potencia puede llegar a los 850 m (Salas, 1989), sin embargo, de esta formación sólo se han estudiado en detalle los 100 metros de su parte más superior (Fig. 8.1.3 y 8.1.4), por ser estos los que presentaban un mayor desarrollo de cementos carbonáticos asociados a fracturas.



**Figura 8.1.2.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº567-Teruel; IGME, 1983) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Bovalar en la carretera de Cedrillas a Corbalán.



**Figura 8.1.3.** Columna estratigráfica de la Fm. Bovalar en el corte de “Cedrillas” en la subcuenca de Penyagolosa (modificada de Aurell, 1990). No se han señalado las muestras tomadas, ya que el muestreo fue selectivo a favor diversas micro-estructuras (fracturas y estilolitos abiertos, zonas 1 y 2) que presentaban un mayor desarrollo de cementos carbonáticos.

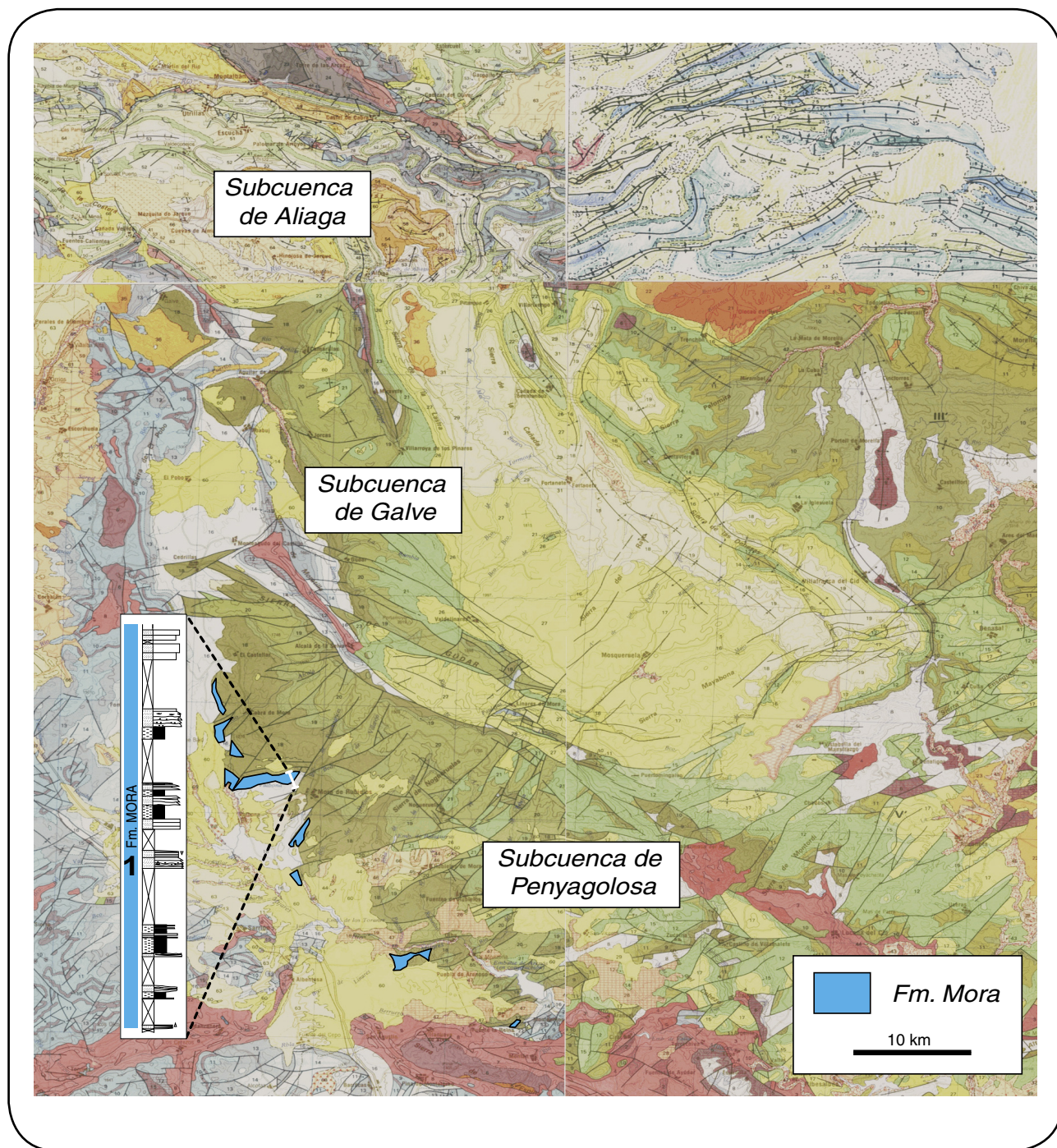


## 8.2.- Fm. Mora

### Corte 1: “Cerro del Morrón”

La Fm. Mora sólo aflora en la subcuenca de Penyagolosa (Fig. 8.2.1). La columna estratigráfica realizada se localiza en las proximidades de Mora de Rubielos (Teruel),

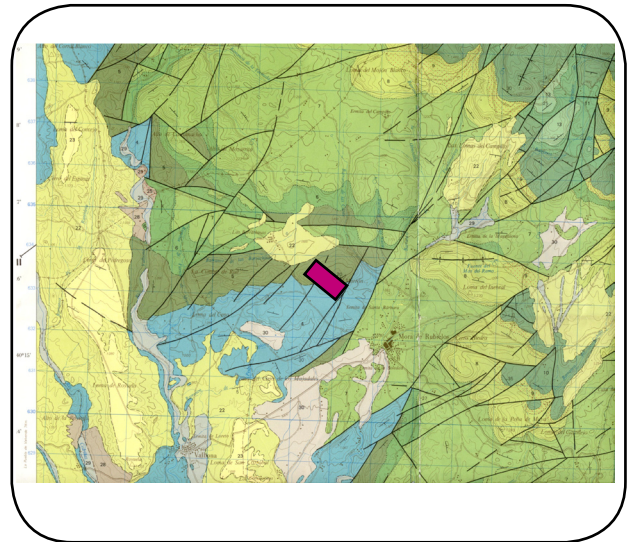
concretamente en el *Cerro del Morrón* (Fig. 8.2.2). Las coordenadas UTM de la base son: latitud 633110 y longitud 848125; y del techo: latitud 633200 y longitud 847875 (Mapa geológico 1:50.000, nº 591-Mora de Rubielos; IGME, 1986).



**Figura 8.2.1.** Mapa geológico a escala 1/200.000 (nº41-Tortosa; IGME, 1981; nº47-Teruel; IGME, 1985; nº48-Vinaròs; IGME, 1985; nº40-Daroca; IGME, 1991) de las subcuencas estudiadas donde se ha resaltado la extensión de afloramiento de la Fm. Mora. Además se incluye la localización del corte tipo y la columna estratigráfica realizada para la Fm. Mora en la subcuenca de Penyagolosa.

El ambiente de sedimentación tanto para las areniscas de la Fm. Mora como para las de las otras formaciones estudiadas queda reflejado en Tabla 8.1.

La columna levantada (Fig. 8.2.3; ver leyenda de la columna en la Figura 8.2.4) tiene un espesor de ~110 m y está compuesta fundamentalmente por lutitas de colores rojos y violáceos. Varios de estos tramos arcillosos aparecen cubiertos por derrubios de ladera. Intercaladas en las lutitas aparecen estratos de areniscas de color rojo, decimétricos y tabulares. También contiene niveles de areniscas de color blanco, que suelen tener espesor métrico y se presentan, o bien en cuerpos canalizados, o bien en estratos tabulares. En general, en todas las areniscas son frecuentes los *lags* de cantos, los niveles de micro-conglomerados, la estratificación cruzada en surco y planar, entre otras estructuras. En ocasiones se pueden observar cantos carbonáticos formando parte de los conglomerados (Fig. 8.2.5).



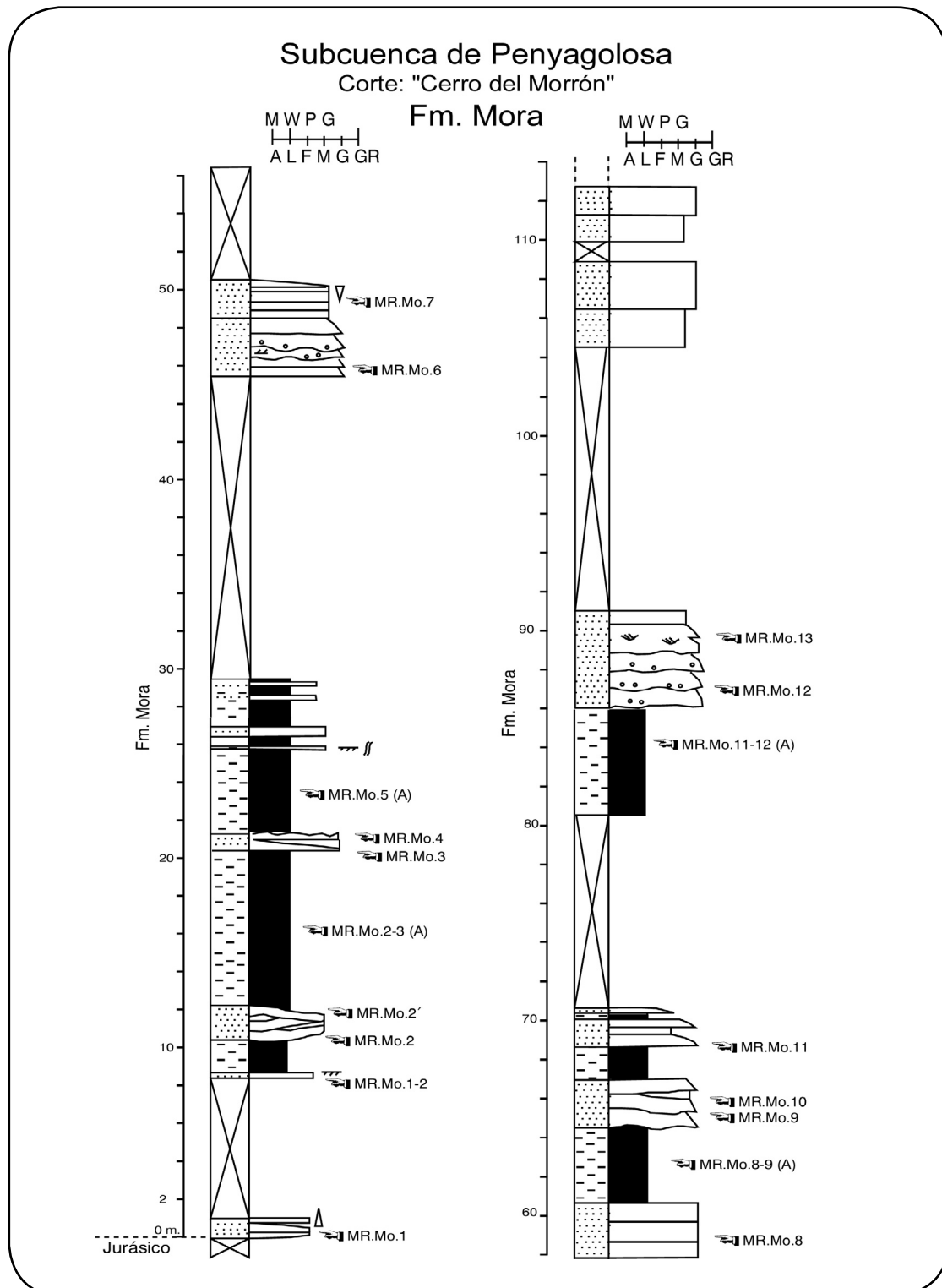
**Figura 8.2.2.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº591-Mora de Rubielos; IGME, 1986) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Mora en el “Cerro del Morrón”.



**Tabla 8.1.** Ambientes de sedimentación propuestos por diversos autores para las distintas formaciones del *Weald* en la Cuenca del Maestrazgo.

	Fm. Mora	Fm. Castellar	Fm. Camarillas	Fm. Artoles
Canerot <i>et al.</i> (1982)	Llanura aluvial costera, lagunar o estuarina.	Depósitos de ambiente continental, fluvial, con depresiones lagunares y lacustres, llanuras litorales o costeras sometidas a la influencia mareal.		Equivalente a las calizas y margas de Ares del Maestre.
García Ramos (1985)	---	<i>Cubeta de Aliaga</i> : Llanura litoral fangosa cruzada ocasionalmente por cauces meandriformes. En las áreas cercanas a la costa se desarrollarían marismas salobres eventualmente invadidas por agua marina. Hacia la parte alta de la unidad se produce un cambio en las condiciones de depósito que dan paso a una amplia llanura aluvial surcada por canales meandriformes.		---
Simón <i>et al.</i> (1996)	---	Ambiente lacustre (abundante flora de carófitas).	Sistema fluvial con una amplia llanura lútica surcada por numerosos canales entrelazados de escasa sinuosidad.	Comienzo transgresión. El ambiente pasa a ser litoral (albuferas y bahías someras con barras bioclásticas).
Rubio (1997)	Llanura aluvial con ríos meandriformes y llanuras de inundación, con paleosuelos y episodios de desbordamiento. Secuencias predominantes granodécimicas.	Llanura litoral con desembocadura de estuarios y áreas salobres lacustres marginales.	Llanura aluvial con canales meandriformes y amplias llanuras de inundación con desbordamientos esporádicos.	Llanura aluvial costera con desembocadura de estuarios que hacia techo se profundizan, pasando a una plataforma interna con barras bioclásticas.
Soria (1997)	---	<i>Parte inferior</i> corresponde a extensas llanuras lúticas aluviales surcadas ocasionalmente por canales. <i>Parte superior</i> , se implanta progresivamente un sistema lacustre, con medios palustres-lacustres eulitorales y litorales de baja energía.	<i>Subcuenca Aliaga</i> : Abanicos aluviales (sector distal y a veces medio) y ocasionalmente lacustres (barros carbonatados). <i>Subcuenca de Galve</i> : sistema fluvial de canales múltiples de baja sinuosidad, evolucionando hacia techo a una llanura deltaica, con influencia de mareas (Díaz Molina y Yébenes, 1987).	<i>Subcuenca Aliaga</i> : Áreas lacustres marginales de baja energía orladas por extensas áreas palustres. Evoluciona desde medios palustres y eulitorales de baja energía a medios lacustres litorales de baja energía. <i>Subcuenca de Galve</i> : Medios lacustres cercanos a la línea de costa (sistema lacustre costero). Ambientes tipo lagoon.





**Figura 8.2.3.** Columna estratigráfica de la Fm. Mora en el corte del "Cerro del Morrón" en la subcuenca de Penyagolosa.

## LEYENDA:

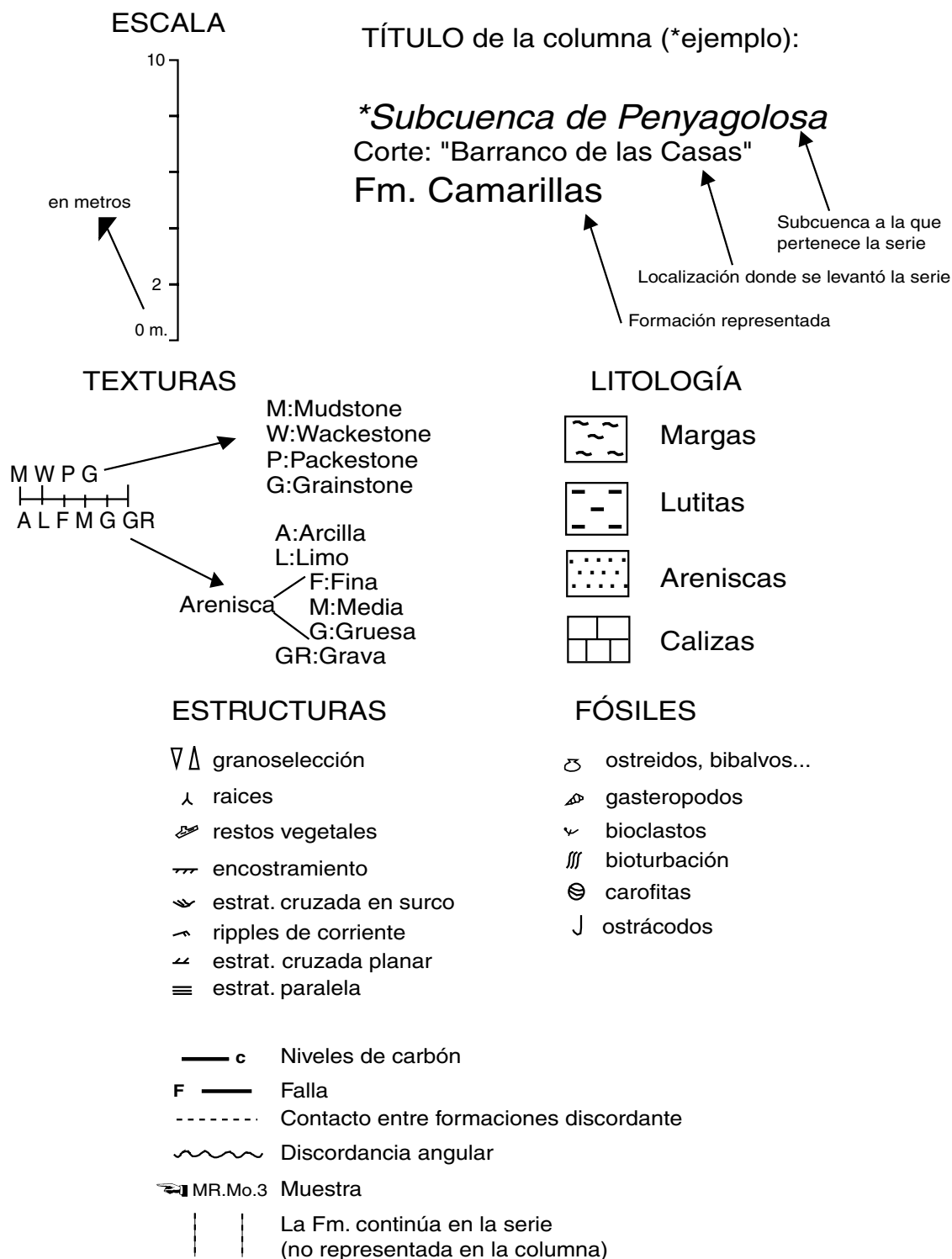
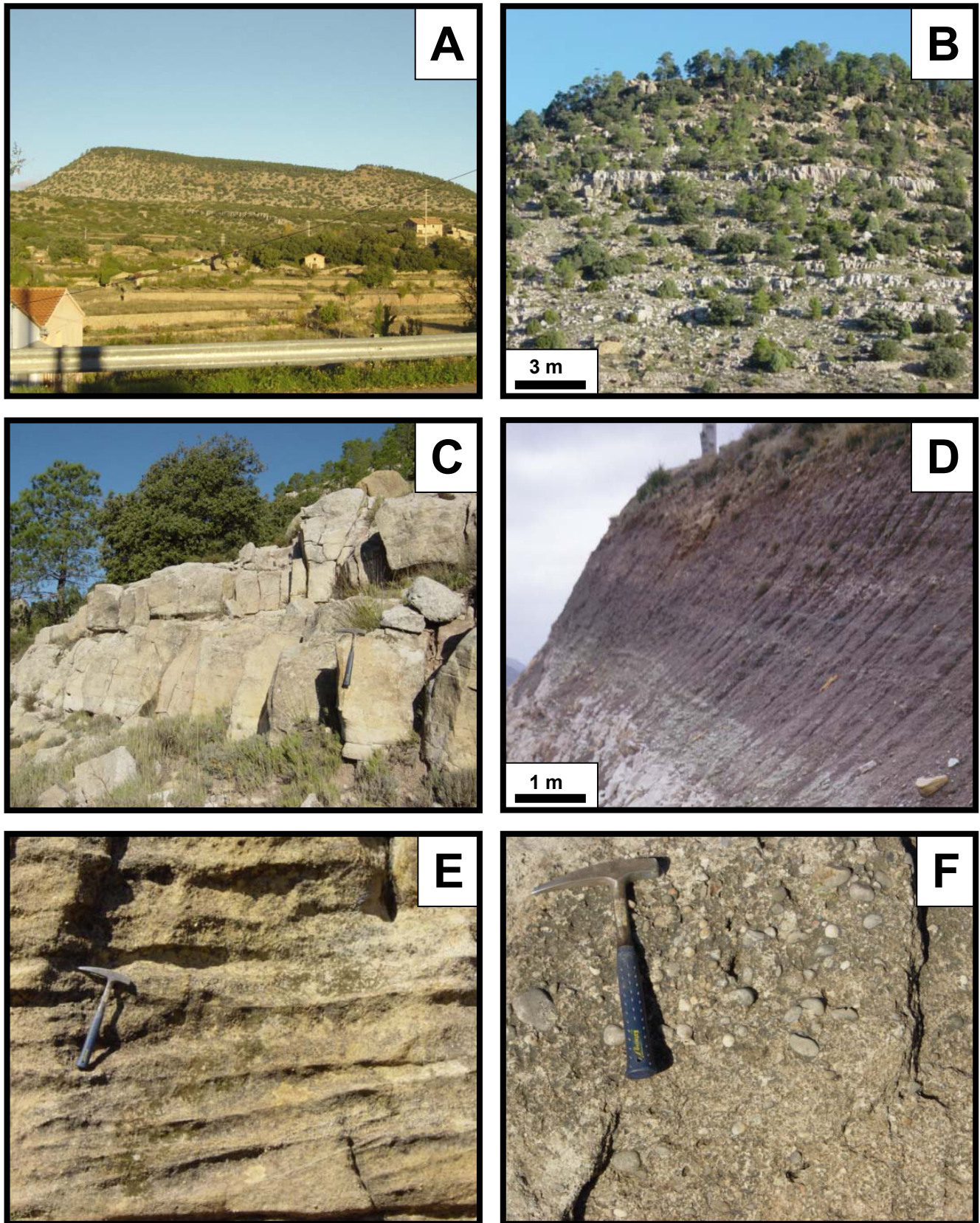


Figura 8.2.4. Leyenda de las columnas estratigráficas utilizada en esta memoria.



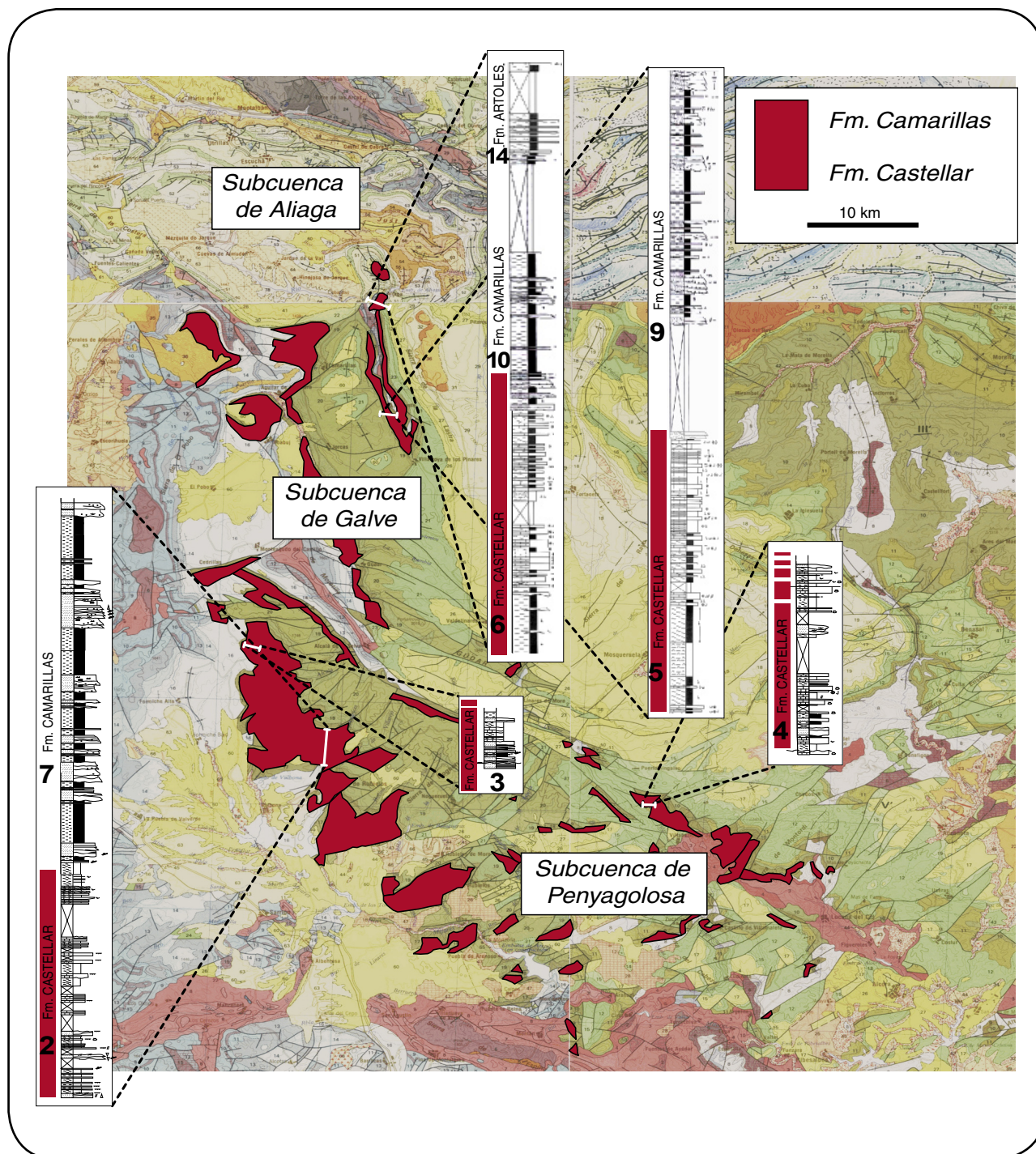
**Figura 8.2.5.** Fotografías de campo para la Fm. Mora: (A) Aspecto general de afloramiento de la Fm. Mora en la subcuenca de Penyagolosa, al Norte de Mora de Rubielos. (B) Corte del “Cerro del Morrón” donde se ha realizado la columna estratigráfica. (C) Aspecto de campo de los canales de areniscas. (D) Lutitas de color rojizo-granate alternado con los cuerpos de areniscas. (E) Set y cosets con estratificación cruzada. (F) Detalle de un cuerpo canalizado de areniscas donde se observan cantos de conglomerados redondeados con baja selección.



### 8.3.- Fm. Castellar

Esta formación aparecen en las tres subcuencas estudiadas (Aliaga, Galve y Penyagolosa) donde se han realizado varias columnas estratigráficas representativas (Fig. 8.3.1). Se ha observado que

los niveles de areniscas son más abundantes en la parte basal de la formación cuando esta aflora en la subcuenca de Penyagolosa y están menos desarrollados, o ausentes, en las subcuencas de Aliaga y Galve.

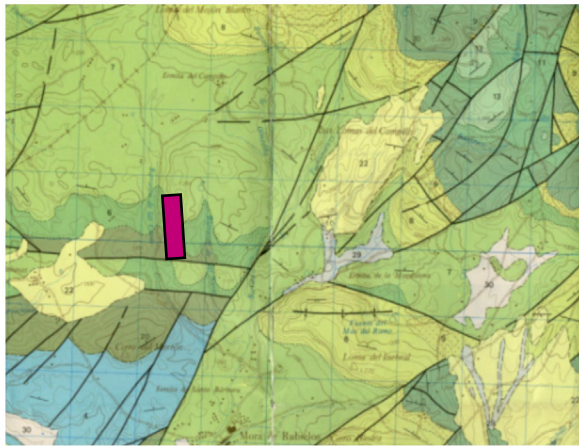


**Figura 8.3.1.** Mapa geológico a escala 1/200.000 (nº41-Tortosa; IGME, 1981; nº47-Teruel; IGME, 1985; nº48-Vinaròs; IGME, 1985; nº40-Daroca; IGME, 1991) de las subcuencas estudiadas donde se ha resaltado la extensión de afloramiento de la Fm. Castellar. Además se incluye la localización de los cortes y las columnas estratigráficas realizadas para la Fm. Castellar en la subcuenca de Penyagolosa, Galve y Aliaga.

## Corte 2: “Barranco de las Casas”

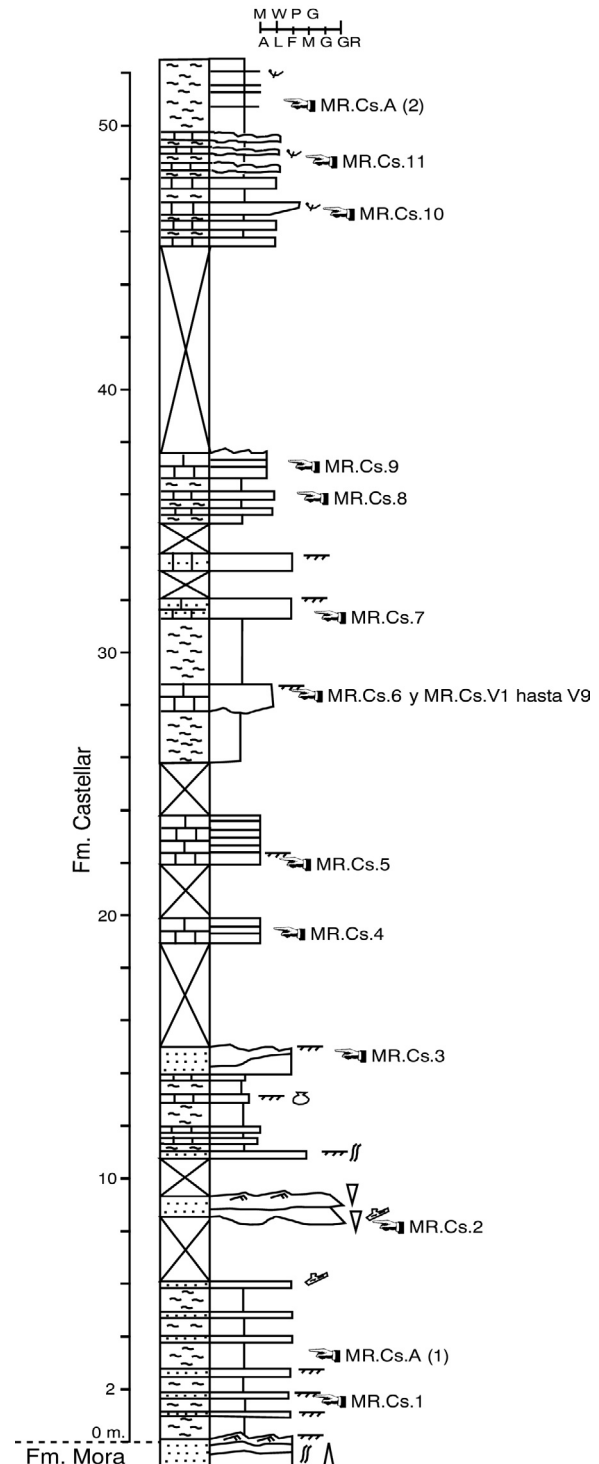
Esta columna se sitúa en el *Barranco de las Casas*, al Norte de la localidad de Mora de Rubielos (Fig. 8.3.2). Las coordenadas UTM son: base: latitud 635125 y longitud 848225; techo: latitud 635800 y longitud 848225 (Mapa geológico 1:50.000, nº 591-Mora de Rubielos; IGME, 1986).

La columna realizada (Fig. 8.3.3) tiene un espesor de ~52 m y se caracteriza por presentar en la parte inferior unos niveles de areniscas verdosas intercalados entre margas verdes. Suelen tener forma tabular y espesor decimétrico o forma canalizada con superficies erosivas y mayor espesor que los anteriores. Hacia la parte superior, aparecen niveles de calizas intercaladas con margas grises-blancas. Las calizas de colores grises se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica y contienen abundantes restos de bioclásticos y carofitas. También aparecen algunos niveles de calizas arenosas.



**Figura 8.3.2.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº 591-Mora de Rubielos; IGME, 1986) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Castellar en el “Barranco de las Casas”, al Norte de Mora de Rubielos.

## Subcuenca de Penyagolosa Corte: “Barranco de las Casas” Fm. Castellar



**Figura 8.3.3.** Columna estratigráfica de la Fm. Castellar en el corte del “Barranco de las Casas” en la subcuenca de Penyagolosa.



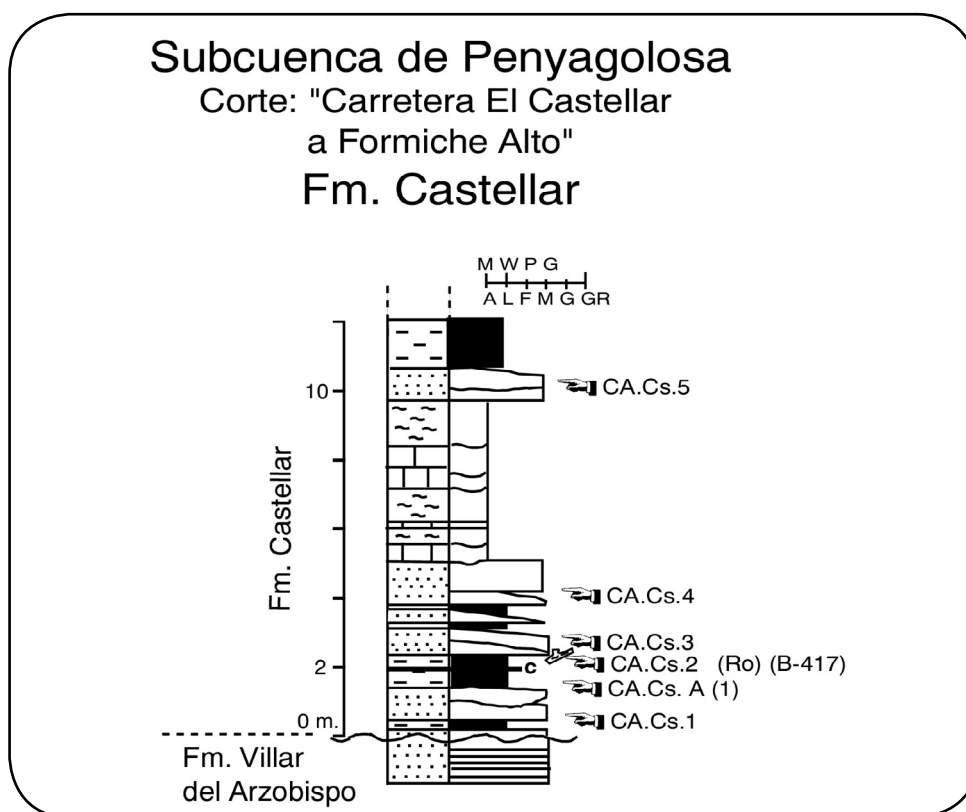
### Corte 3: “Carretera de El Castellar a Formiche Alto”

Esta columna se ha realizado en el talud de la carretera que va desde la localidad de El Castellar (Teruel) hacia Formiche Alto (Teruel) (Fig. 8.3.4). Las coordenadas UTM son: base: latitud 645375 y longitud 841825; techo: latitud 645110 y longitud 842175 (Mapa geológico 1:50.000, nº 568-Alcalá de la Selva; IGME, 1981).

Sobre los materiales del Jurásico de la Fm. Villar del Arzobispo aparecen, en discordancia angular, los sedimentos de la Fm. Castellar. La parte inferior de la formación, que corresponde a los 12 m de columna representada (Fig. 8.3.5), se caracteriza por la alternancia de niveles de areniscas de color amarillo y lutitas grises. Estas últimas, pueden presentar delgados niveles de carbón intercalados. Hacia techo continua con una alternancia de calizas y margas.



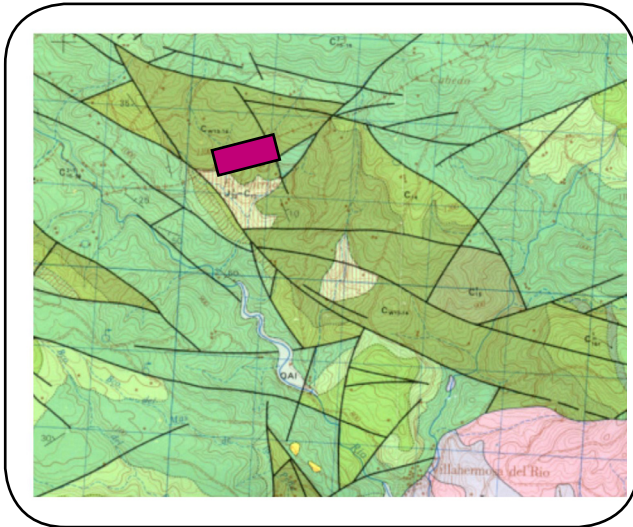
**Figura 8.3.4.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº568-Alcalá de la Selva; IGME, 1981) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Castellar en la “Carretera de El Castellar a Formiche Alto”, al Este de El Castellar.



**Figura 8.3.5.** Columna estratigráfica de la Fm. Castellar en el corte de la “Carretera de El Castellar a Formiche Alto”, en la subcuenca de Penyagolosa. Ro= nivel donde se ha medido la reflectancia de la vitrinita.

#### Corte 4: “La Venta de Villahermosa del Río”

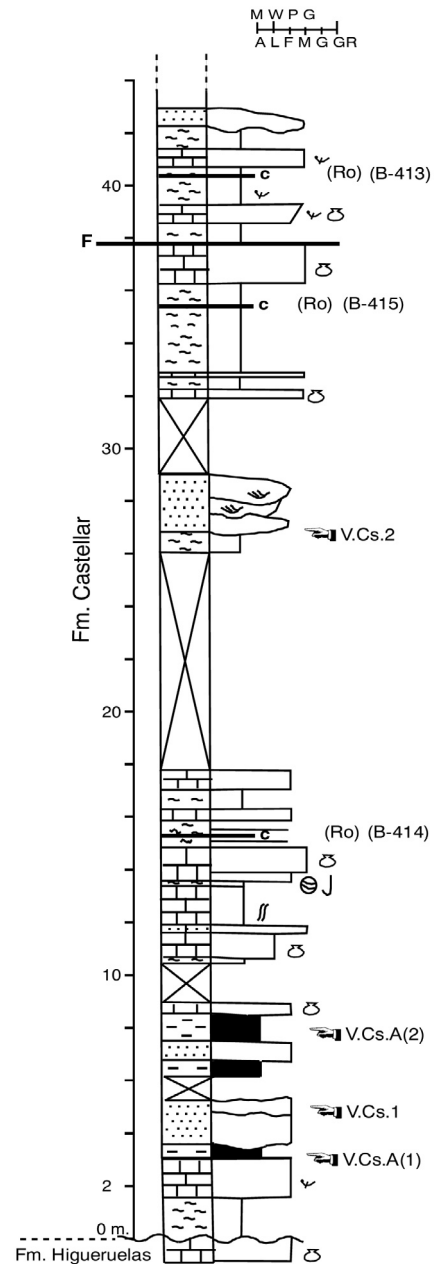
Este corte (Fig. 8.3.6) se sitúa muy cerca de la localidad de Villahermosa del Río (Castellón) y se ha realizado en el talud de la carretera hacia Puertomingalvo (Teruel). Las coordenadas UTM son: base: latitud 631210 y longitud 875250; techo: latitud 631275 y longitud 876180 (Mapa geológico 1:50.000, nº 592-Villahermosa del Río; IGME, 1981).



**Figura 8.3.6.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº592-Villahermosa del Río; IGME, 1981) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Castellar en “la Venta de Villahermosa del Río”.

La Fm. Castellar se deposita sobre materiales del Jurásico mediante una discordancia angular. Está compuesta por una alternancia de margas y calizas con restos de bioclastos, carofitas, bivalvos, etc (Fig. 8.3.7). Las margas de colores grises presentan intercalaciones de niveles de carbón. En la parte inferior aparecen areniscas de color ocre y amarillo con forma tabular, aunque algunos cuerpos tienen la base canalizada y estratificación cruzada de surco.

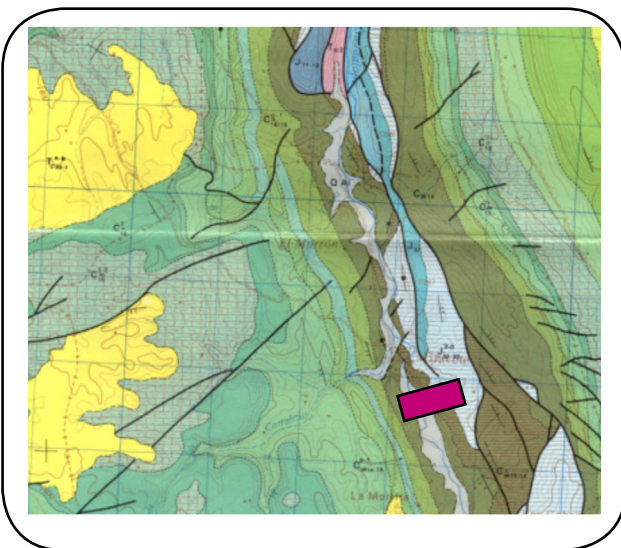
#### Subcuenca de Penyagolosa Corte: "La Venta. Villahermosa del Río" Fm. Castellar



**Figura 8.3.7.** Columna estratigráfica de la Fm. Castellar en el corte de “la Venta de Villahermosa del Río”, en la subcuenca de Penyagolosa. Ro= niveles donde se ha medido la reflectancia de la vitrinita.

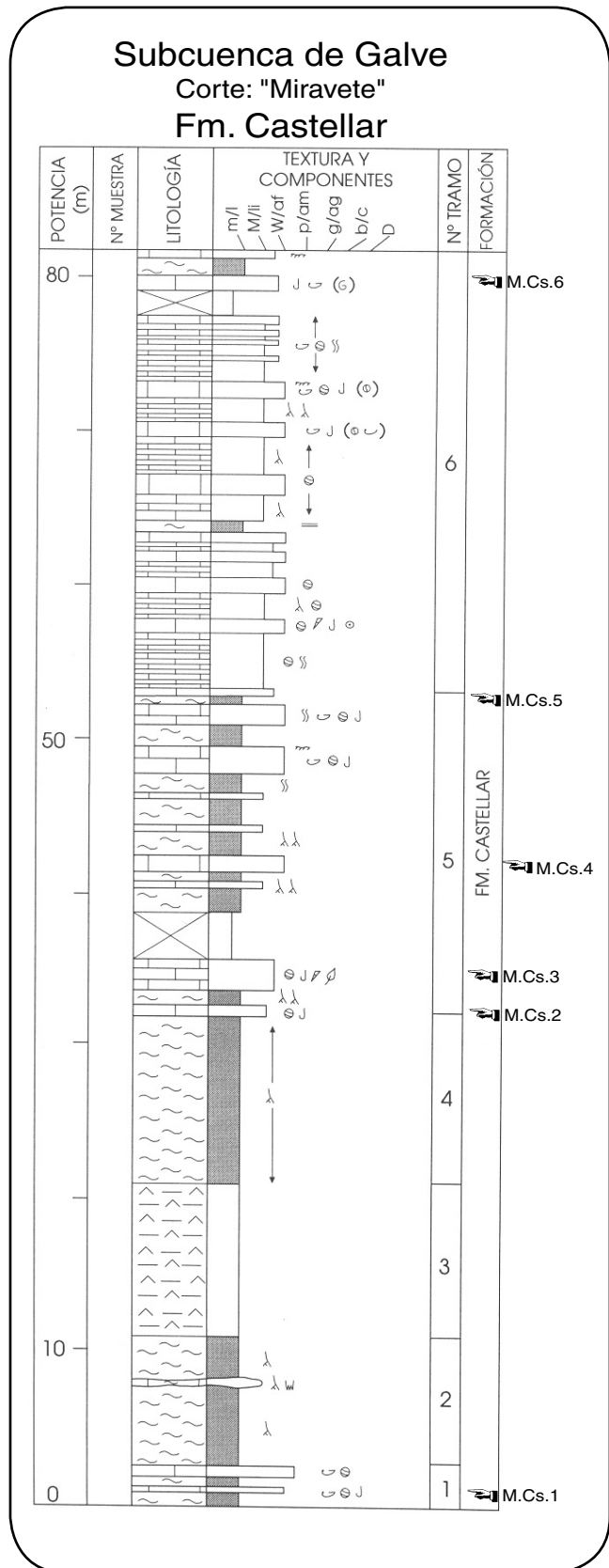
### Corte 5: "Miravete"

Esta columna se localiza en las proximidades de Miravete (Teruel), concretamente en uno de los barrancos que está situado al Sur de la localidad (Fig. 8.3.8). Las coordenadas UTM son: base: latitud 667950 y longitud 853475; techo: latitud 667950 y longitud 853250 (Mapa geológico 1:50.000, nº 543-Villarluengo; IGME, 1980).



**Figura 8.3.8.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº 543-Villarluengo; IGME, 1980) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Castellar en la localidad de Miravete.

El corte tiene un espesor máximo de unos 80 m (Fig. 8.3.9) y se caracteriza principalmente por la presencia de margas y calizas. Ocasionalmente, en la base del corte aparecen lutitas ocre y rojas, masivas, con gran cantidad de nódulos de yesos de color rojo y rosa. Las margas son grises, masivas, parcialmente cubiertas, en estratos tabulares de potencia métrica, con gran desarrollo de bioturbación de hábito vertical, conservándose moldes de raíces. Las calizas se disponen en estratos tabulares de potencia variable, siendo más abundantes que las margas hacia el techo del corte. Corresponden a mudstone, wackstone y packstone con abundantes restos bioclásticos (bivalvos, carofitas, ostrácodos) y, a veces, restos vegetales. A techo de algunos estratos se observan superficies ferruginosas.

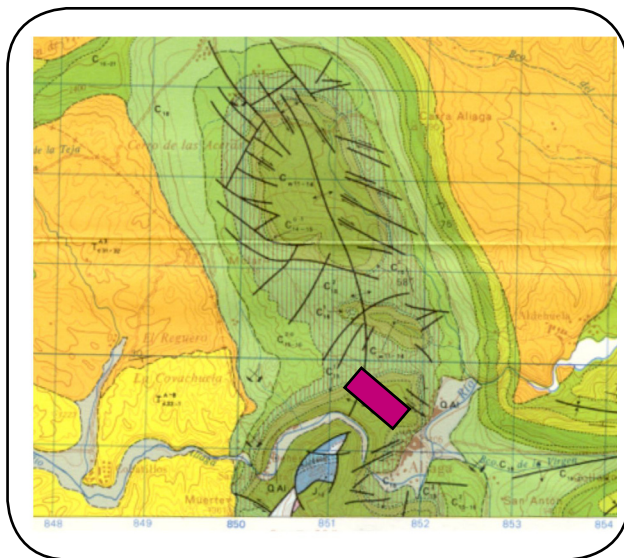


**Figura 8.3.9.** Columna estratigráfica de la Fm. Castellar en el corte de "Miravete" en la subcuenca de Galve (modificada de Soria, 1997).



### Corte 6: “Aliaga-Santa Bárbara”

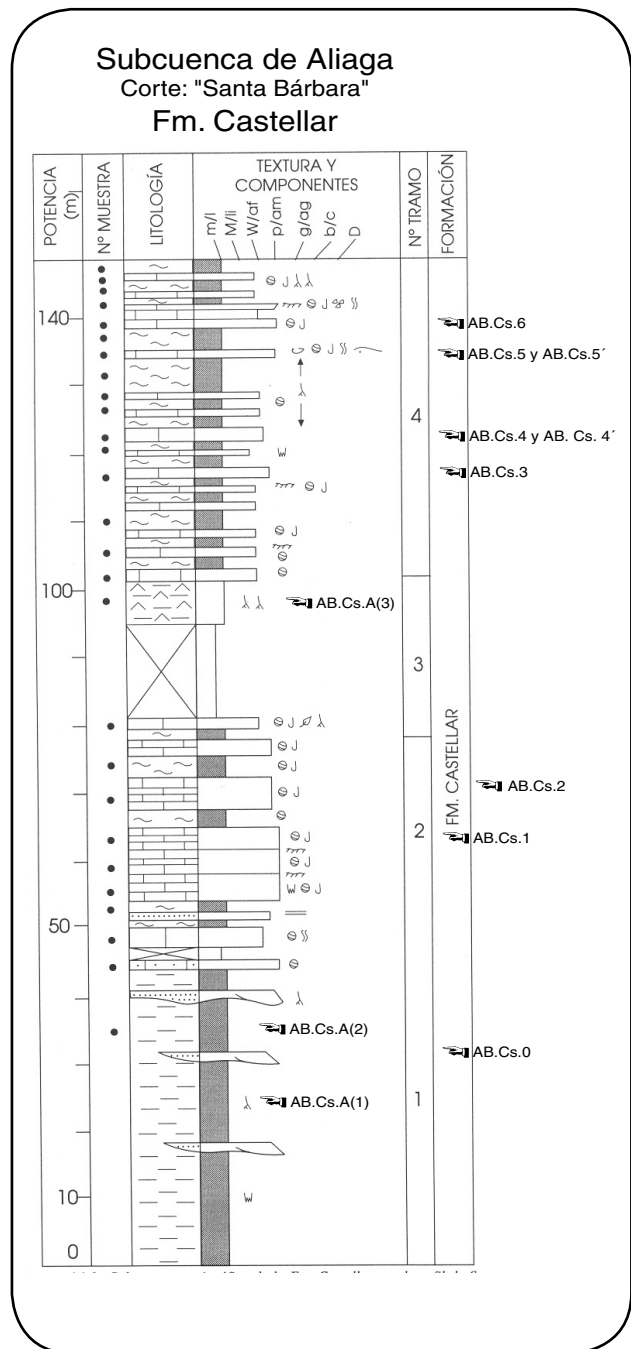
Este perfil se localiza a lo largo de la carretera que une Aliaga con la Barriada de Santa Bárbara (Teruel) y coincide con el punto nº3 del itinerario del Parque Geológico de Aliaga (Fig. 8.3.10). Las coordenadas UTM son: base: latitud 679300 y longitud 851550; techo: latitud 679650 y longitud 851100 (Mapa geológico 1:50.000, nº 518-Montalbán; IGME, 1979).



**Figura 8.3.10.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº518-Montalbán; IGME, 1979) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Castellar en la localidad de Aliaga-Santa Bárbara.

La potencia de la Fm. Castellar en este corte es de unos 150 m (Fig. 8.3.11). Se caracteriza por lutitas y areniscas en la base y hacia techo por la intercalación de margas y calizas.

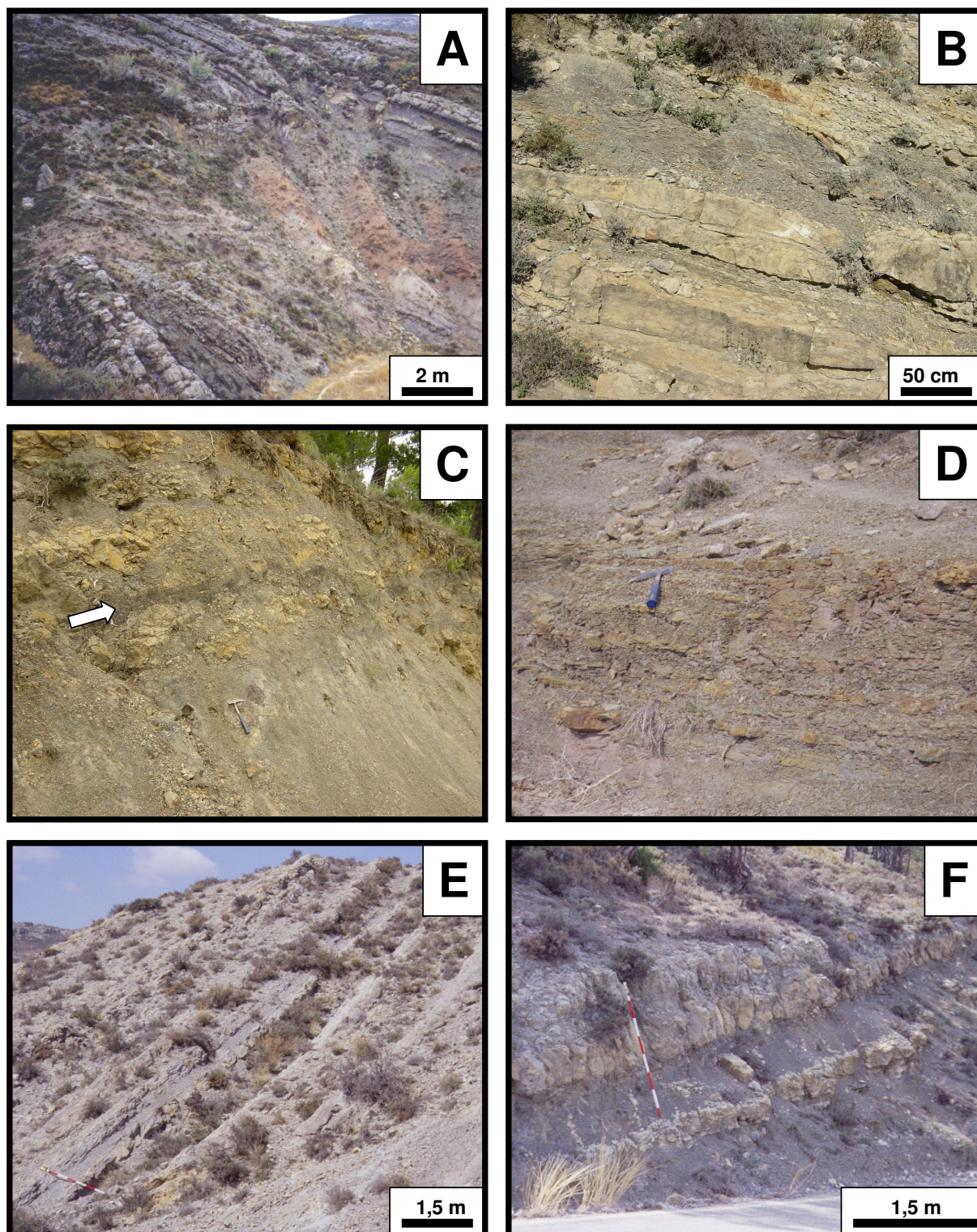
Las lutitas son versicolores, están bioturbadas y en ocasiones pueden desarrollarse paleosuelos. Existe algún nivel de areniscas intercalado de color ocre a rojizo, pero de escaso espesor. Las margas, masivas y parcialmente cubiertas, contienen abundantes carofitas y ostrácodos. Las calizas corresponden generalmente a wackstone y packstone con restos de bioclastos (fundamentalmente carofitas y ostrácodos y en ocasiones bivalvos y restos de peces).



**Figura 8.3.11.** Columna estratigráfica de la Fm. Castellar en el corte de “Aliaga-Santa Bárbara” en la subcuenca de Aliaga (modificada de Soria, 1997).

En la Fig. 8.3.12 se pueden ver los aspectos principales de la Fm. Castellar comentados anteriormente en los distintos cortes estudiados.



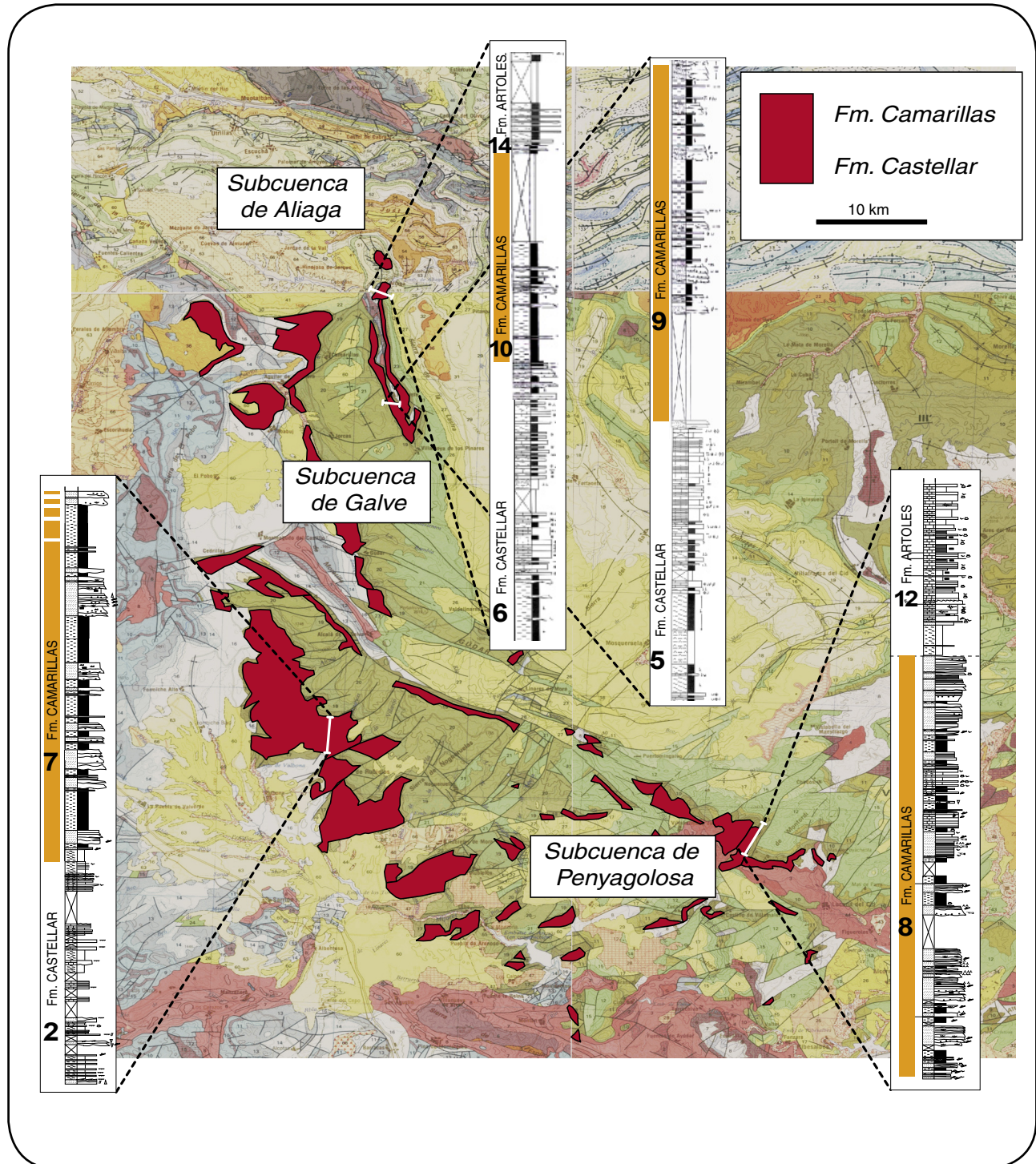


**Figura 8.3.12.** Fotografías de campo para la Fm. Castellar: (A) Discordancia angular entre las calizas del Jurásico (Malm) y la Fm. Castellar, al Sur de Miravete. (B) Detalle de los niveles de areniscas que aparecen en la base de la formación en el corte de la “Carretera de El Castellar a Formiche Alto”. (C) Niveles de areniscas de la parte inferior del corte de “la Venta de Villahermosa del Río” alternando con lutitas, en ocasiones ricas en materia orgánica (ver flecha). (D) Niveles delgados de areniscas en el corte del “Barranco de las Casas”, alternado con lutitas verdes. (E) Aspecto general de afloramiento de la Fm. Castellar en la subcuenca de Aliaga. (F) Detalle de la parte superior de la formación donde aparecen exclusivamente los términos más carbonatados y margosos (en la localidad de El Castellar).



## 8.4.- Fm. Camarillas

Esta formación presenta un buen desarrollo tanto en espesor como en extensión superficial en las tres subcuencas estudiadas (Fig. 8.4.1).

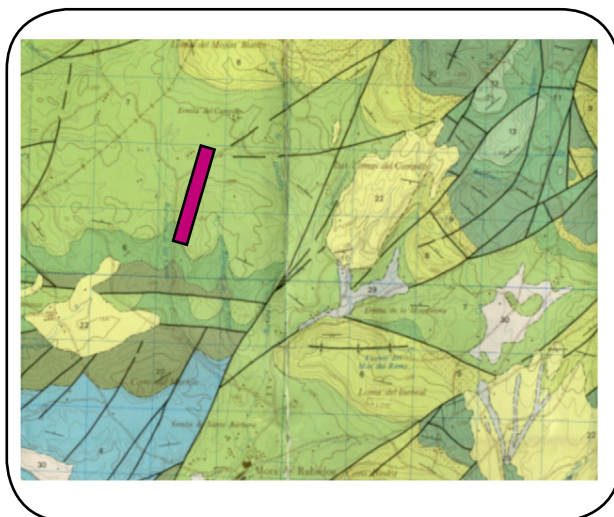


**Figura 8.4.1.** Mapa geológico a escala 1/200.000 (nº41-Tortosa; IGME, 1981; nº47-Teruel; IGME, 1985; nº48-Vinaròs; IGME, 1985; nº40-Daroca; IGME, 1991) de las subcuencas estudiadas donde se ha resaltado la extensión de afloramiento de la Fm. Camarillas. Además se incluye la localización de los cortes y las columnas estratigráficas realizadas para la Fm. Camarillas en la subcuenca de Penyagolosa, Galve y Aliaga.

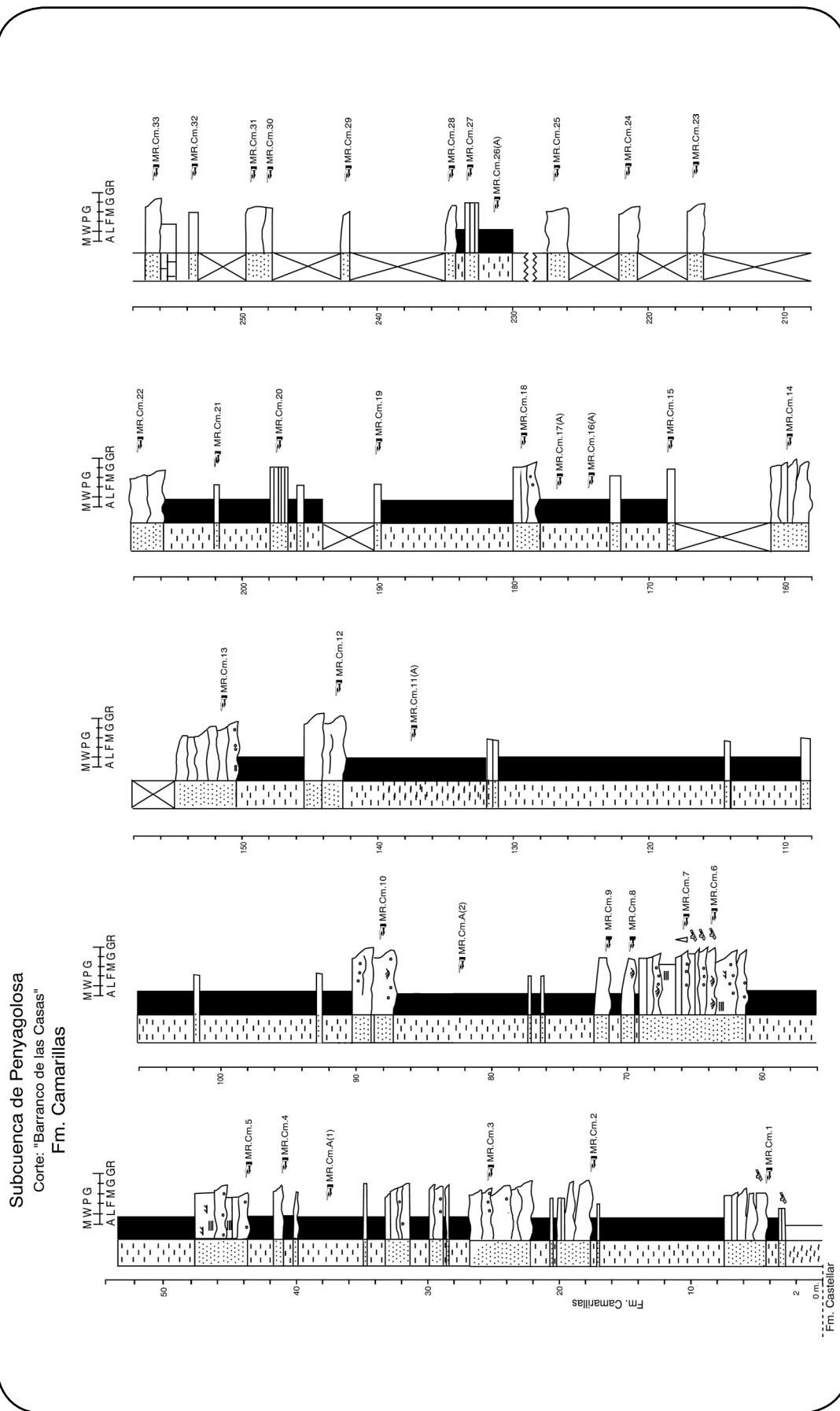
### Corte 7: “Barranco de las Casas”

Esta columna se sitúa en el *Barranco de las Casas*, al Norte de la localidad de Mora de Rubielos (Fig. 8.4.2). Las coordenadas UTM son: base: latitud 635800 y longitud 848225; techo: latitud 637225 y longitud 848725 (Mapa geológico 1:50.000, nº 591-Mora de Rubielos; IGME, 1986).

La Fm. Camarillas en este corte tiene un espesor mayor de 250 m (Fig. 8.4.3). Predominan las lutitas de color rojo-granate sobre las de colores grises o verdes. Las lutitas, en general, pueden estar bioturbadas y suelen aparecer areniscas intercaladas de colores rojos, con formas tabulares y pequeña potencia. Las areniscas son de color blanco a amarillo, están canalizadas, con bases erosivas y niveles de micro-conglomerados. Son frecuentes los restos de vegetales oxidados o carbonizados.



**Figura 8.4.2.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº591-Mora de Rubielos; IGME, 1986) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Camarillas en el “Barranco de las Casas”, al Norte de Mora de Rubielos.



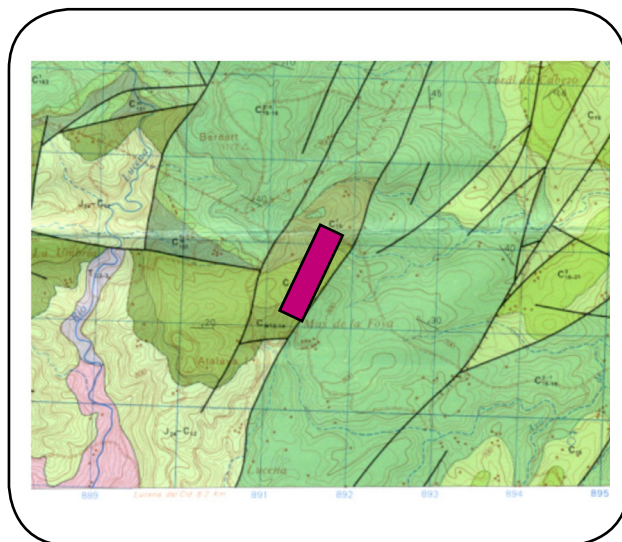
**Figura 8.4.3.** Columna estratigráfica de la Fm. Camarillas en el corte del "Barranco de las Casas" en la subsecuencia de Penyalosa.



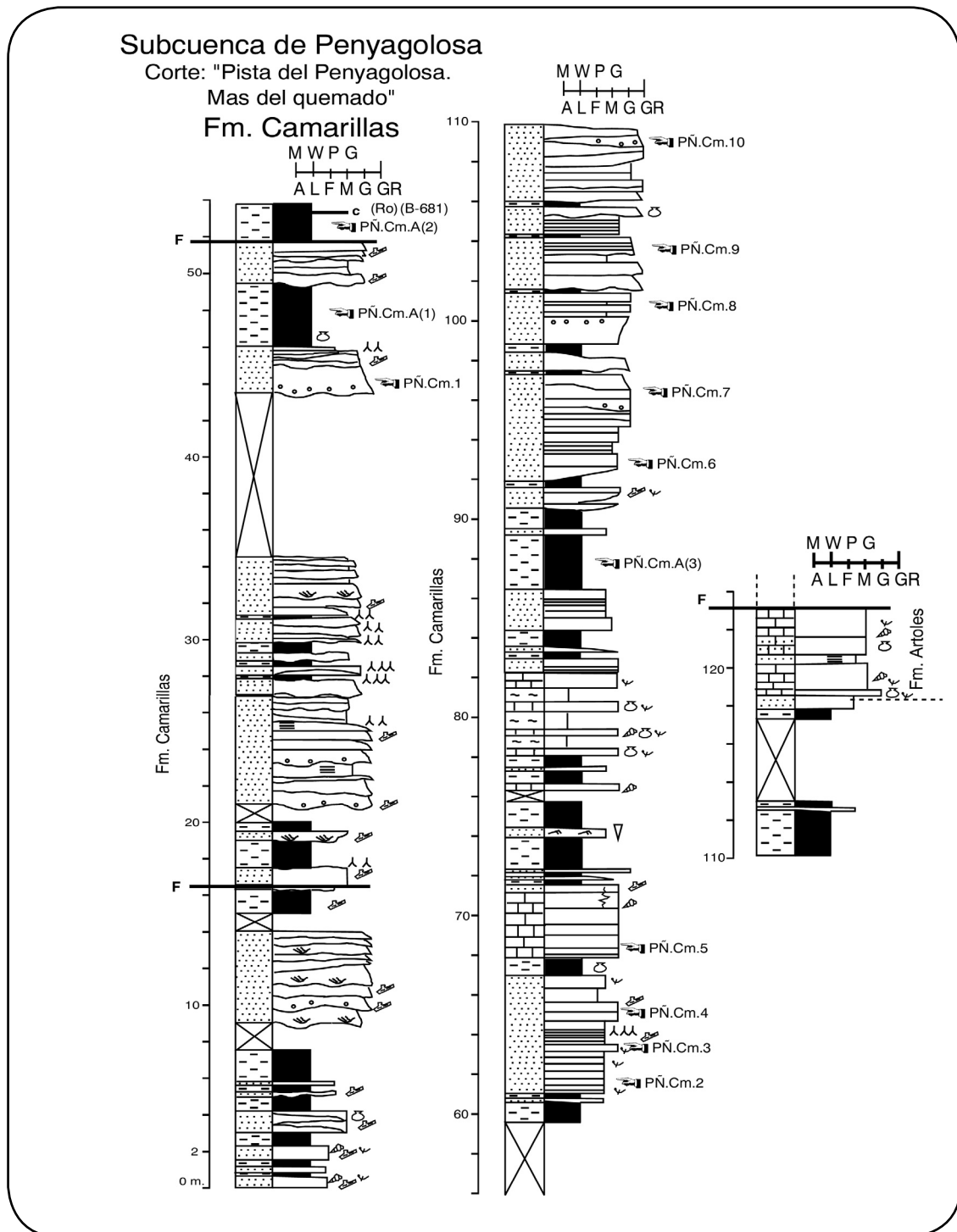
### Corte 8: “Pista del Penyagolosa, Mas del Quemado”

Esta columna se localiza al Norte de Lluçen del Cid (Castellón) (Fig. 8.4.4). Las coordenadas UTM son: base: latitud 626300 y longitud 891950; techo: latitud 627000 y longitud 892000 (Mapa geológico 1:50.000, nº 592-Villahermosa del Río; IGME, 1981).

La Fm. Camarillas en este corte tiene un espesor de ~118 m. En esta columna (Fig. 8.4.5) destaca el predominio de las areniscas sobre las lutitas. Las areniscas son de color ocre-amarillo claro, presentan bases erosivas, *lag* de cantos, estratificaciones cruzadas, abundantes restos vegetales y frecuentemente bioturbación de hábito vertical por raíces. Hacia techo pueden aparecer niveles de calizas con bioclóstos que marcan el paso gradual a la Fm. Artoles suprayacente, de carácter netamente carbonático.



**Figura 8.4.4.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº592-Villahermosa del Río; IGME, 1981) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Camarillas en el “Mas del Quemado”.

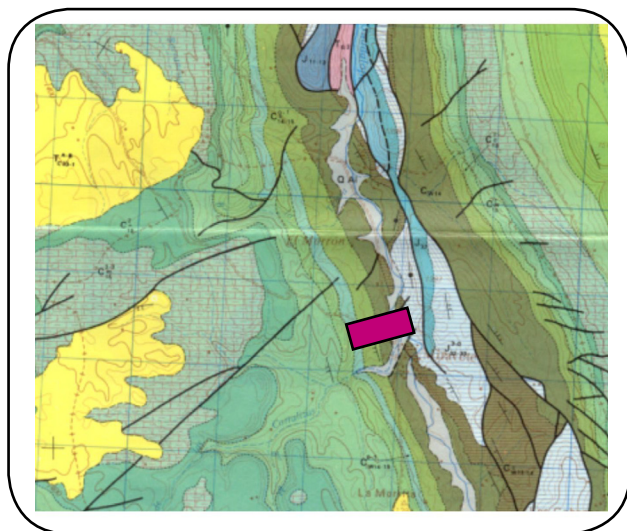


**Figura 8.4.5.** Columna estratigráfica de la Fm. Camarillas en el corte del "Mas del Quemado" en la subcuenca de Penyagolosa. Ro= nivel donde se ha medido la reflectancia de la vitrinita.

### Corte 9: “Miravete”

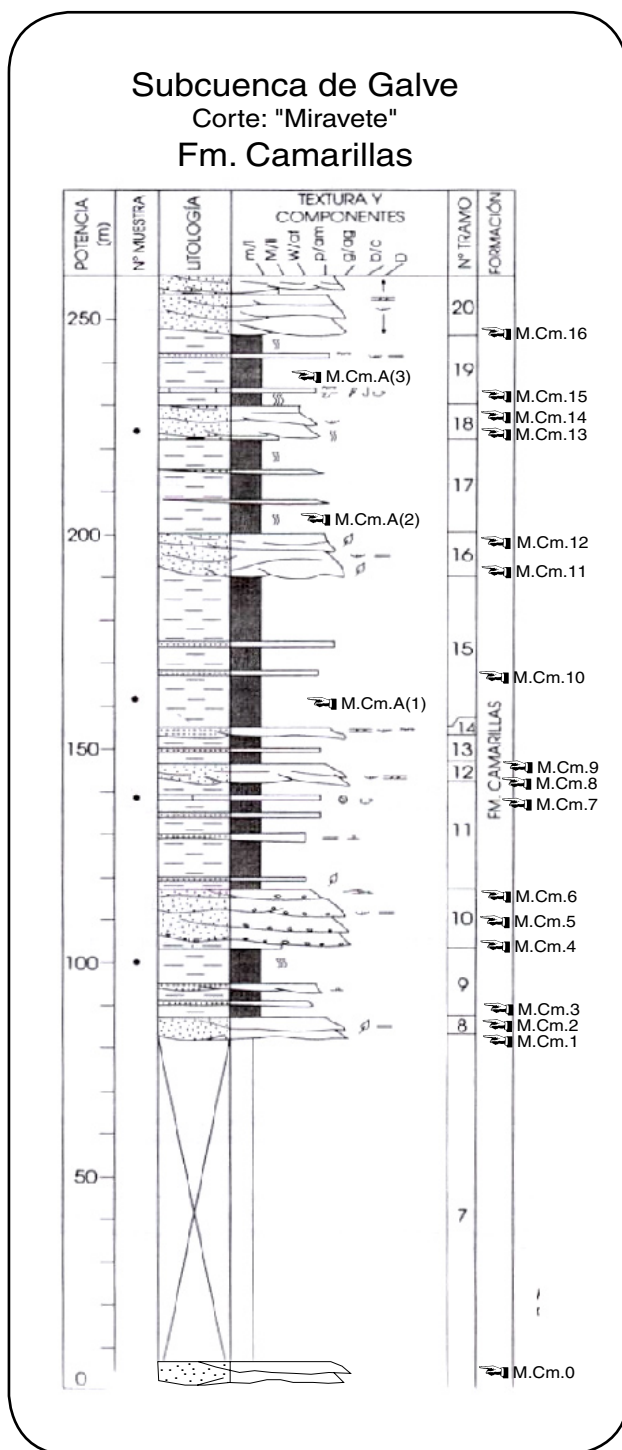
El corte se localiza en un barranco al Sur de Miravete (Teruel) (Fig. 8.4.6). Las coordenadas UTM son: base: latitud 667950 y longitud 853250; techo: latitud 667945 y longitud 852685 (Mapa geológico 1:50.000, nº 543-Villarluengo; IGME, 1980).

Esta columna (Fig. 8.4.7), de ~260 m de espesor, se caracteriza por la intercalación de lutitas y areniscas. Las lutitas son rojas grises, verdes y versicolores, masivas, a veces muy bioturbadas y pueden presentar marmorización. Las areniscas se disponen en estratos lenticulares con bases marcadamente canaliformes o bien en cuerpos más tabulares con bases laxamente canaliformes.



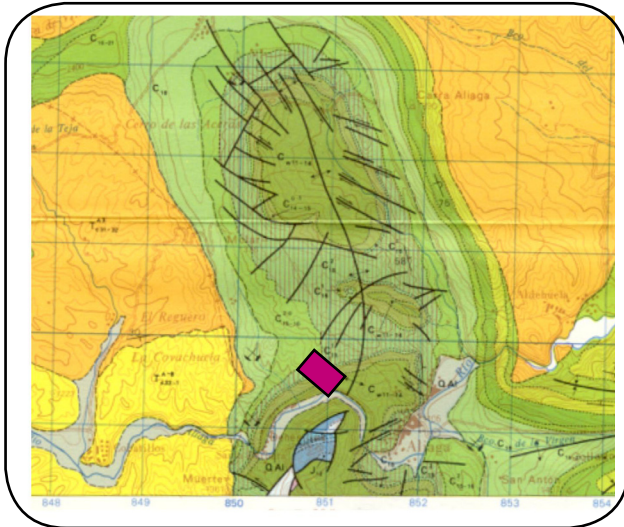
**Figura 8.4.6.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº543-Villarluengo; IGME, 1980) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Camarillas en la localidad de Miravete.

Son frecuentes las cicatrices internas y la evolución grano y estrato decreciente, pudiendo aparecer acumulaciones micro-conglomeráticas en las bases de los cuerpos y restos vegetales carbonosos. Se identifica estratificación cruzada en surco, laminación paralela y *ripples* de corriente.



**Figura 8.4.7.** Columna estratigráfica de la Fm. Camarillas en el corte de “Miravete” en la subcuenca de Galve (modificada de Soria, 1997).



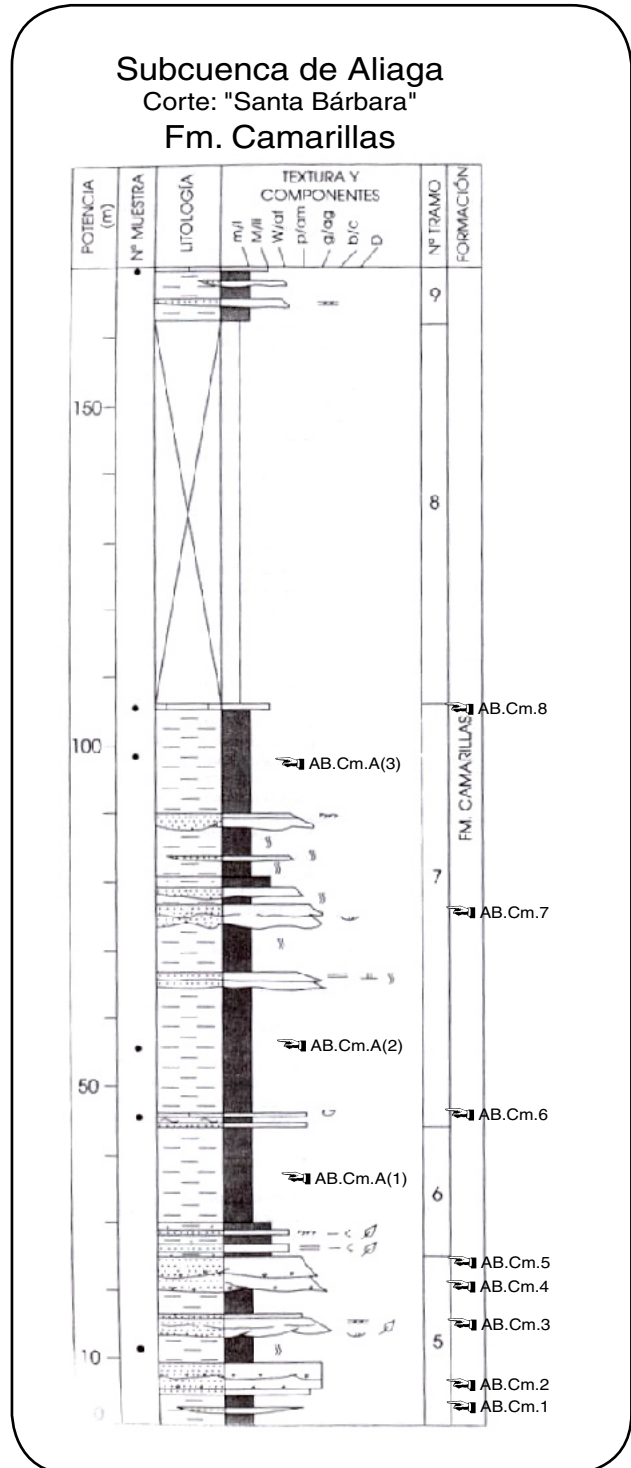


**Figura 8.4.8.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº518-Montalbán; IGME, 1979) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Camarillas en la localidad de Aliaga-Santa Bárbara.

### Corte 10: “Aliaga-Santa Bárbara”

Este perfil se localiza a lo largo de la carretera que une Aliaga con la Barriada de Santa Bárbara y coincide con el punto nº3 del Itinerario del Parque Geológico de Aliaga (Fig. 8.4.8). Esta columna se sitúa en la carretera de Aliaga (Teruel) hacia Santa Bárbara (Teruel). Las coordenadas UTM son: base: latitud 679650 y longitud 851100; techo: latitud 679730 y longitud 851025 (Mapa geológico 1:50.000, nº 518-Montalbán; IGME, 1979).

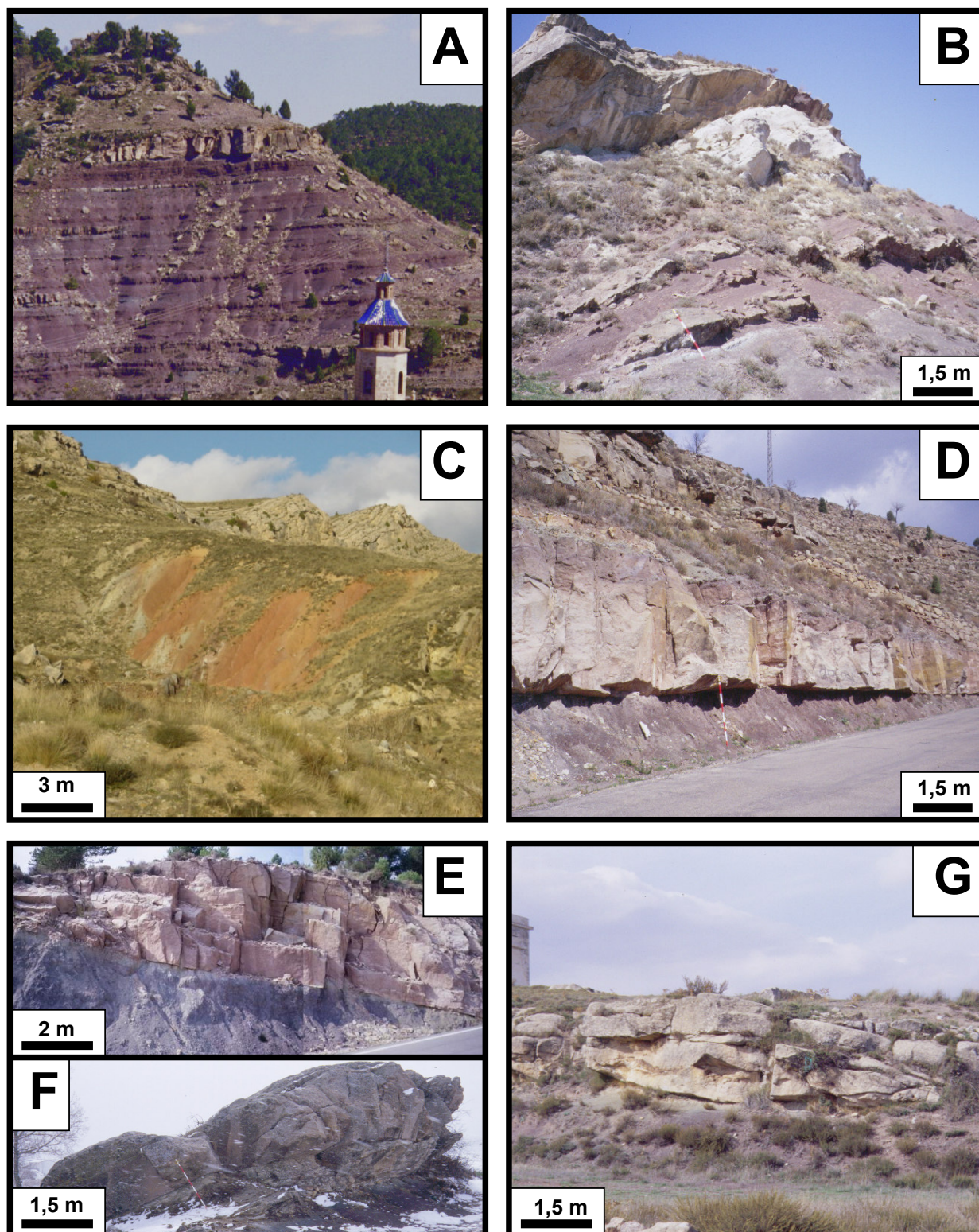
La Fm. Camarillas presenta en este corte un espesor de ~170 m (Fig. 8.4.9). Se caracteriza por la intercalación de lutitas con areniscas de colores ocres, rojos y blancos. Son frecuentes los cuerpos de areniscas con formas tabulares y lenticulares, que tienen cicatrices internas erosivas y con bases que pueden ser canaliformes. Presentan pasadas micro-conglomeráticas en la base de los canales y muestran una evolución general granodecreciente. Exhiben estratificación cruzada en surco y planar, pudiendo aparecer restos vegetales ferruginizados. Las lutitas son masivas y están bioturbadas, a veces llegan a constituir pequeños niveles de paleosuelos con abundantes nódulos ferruginosos.



**Figura 8.4.9.** Columna estratigráfica de la Fm. Camarillas en el corte de “Aliaga-Santa Bárbara” en la subcuenca de Aliaga (modificada de Soria, 1997).

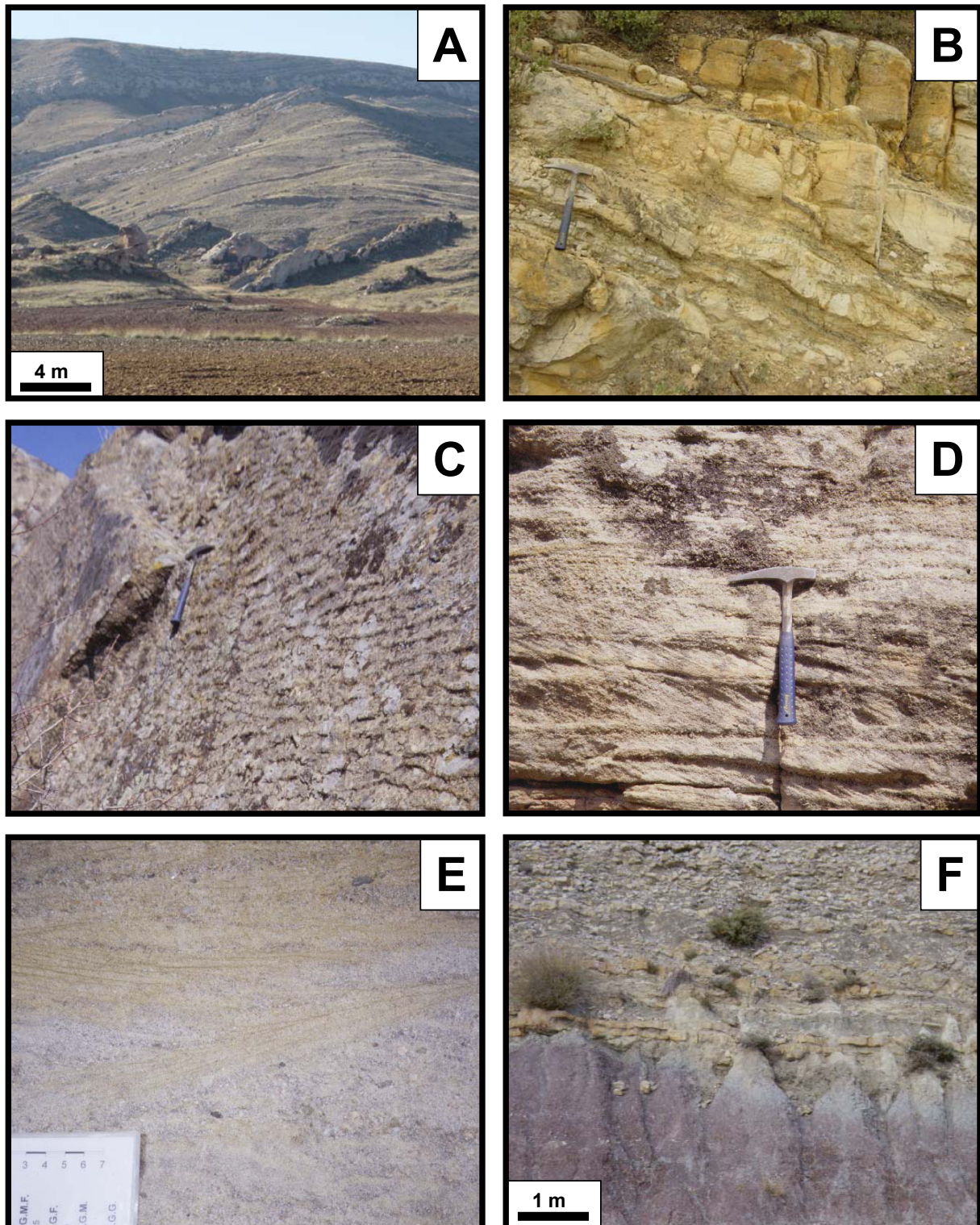
En la Fig. 8.4.10 y 8.4.11 se pueden ver los aspectos principales de la Fm. Camarillas comentados anteriormente en los distintos cortes estudiados.





**Figura 8.4.10.** Fotografías de campo para la Fm. Camarillas: (A) Aspecto general de afloramiento de la Fm. Camarillas en la subcuenca de Penyalgosa, en la localidad de Cabra de Mora. (B) Grandes paleocanales alternando con lutitas de colores rojos-granates en Miravete. (C) Lutitas de la parte superior del corte de “Aliaga-Santa Bárbara”. (D) Paleocanal con más de 3 metros de potencia máxima, en la carretera de El Castellar a Cabra de Mora. (E) (F) y (G) Aspecto general de afloramiento de los paleocanales de arenisca, con forma lenticular y en ocasiones aislados dentro de las lutitas.





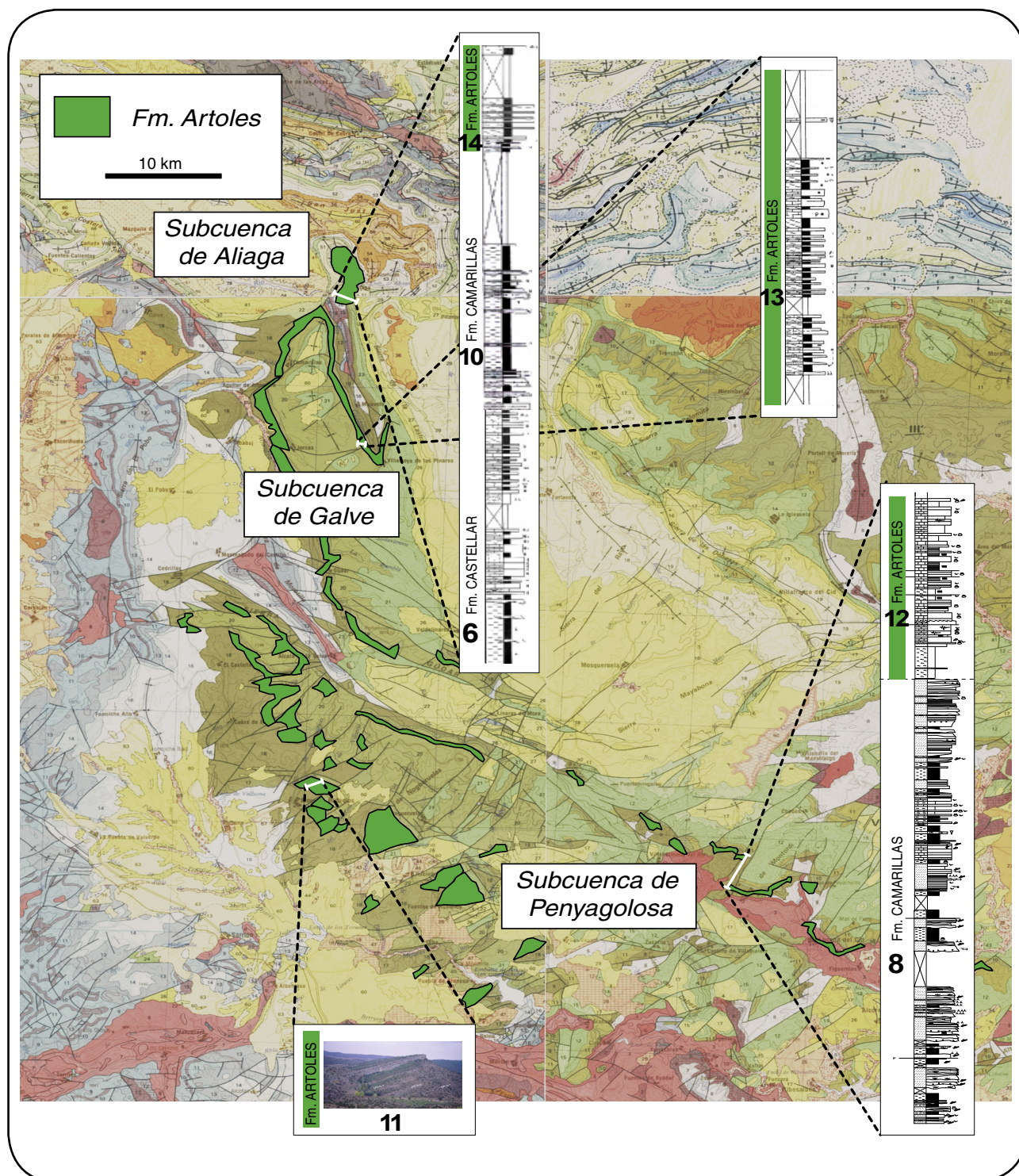
**Figura 8.4.11.** Fotografías de campo para la Fm. Camarillas: (A) Paleocanales aislados dentro de las lutitas en la Subcuenca de Galve, en la localidad de Miravete. (B) Detalle de los niveles arenosos y paleocanales con menor desarrollo de lutitas intercaladas, en el corte del “Mas del Quemado”, en la subcuenca de Penyagolosa. (C) Superficie de un cuerpo de areniscas con crestas de *ripples* (Miravete). (D) Estratificación cruzada planar en el corte del “Barranco de las Casas”. (E) Estratificación cruzada en surco, con pasadas de microconglomerados en Mora de Rubielos. (F) Contacto entre las areniscas y lutitas de la Fm. Camarillas y los carbonatos y margas de la Fm. Artoles en la carretera de Mora de Rubielos a Rubielos de Mora.



### 8.5.- Fm. Artoles

Esta formación aflora en las tres subcuencas estudiadas (Fig. 8.5.1), aunque tiende a disminuir en espesor hacia el NO, hacia la subcuenca de

Aliaga donde presenta el mínimo espesor (unos 20 m).

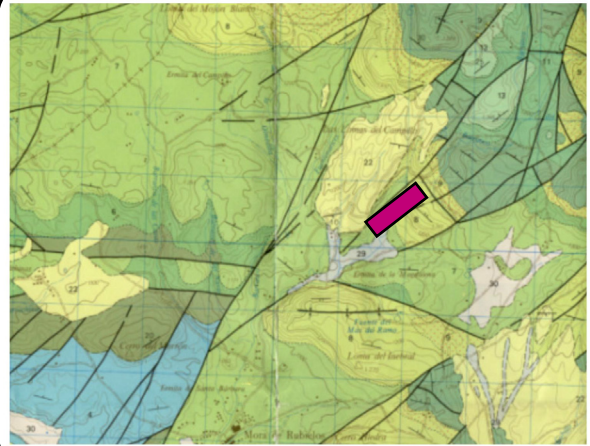


**Figura 8.5.1.** Mapa geológico a escala 1/200.000 (nº41-Tortosa; IGME, 1981; nº47-Teruel; IGME, 1985; nº48-Vinaròs; IGME, 1985; nº40-Daroca; IGME, 1991) de las subcuencas estudiadas donde se ha resaltado la extensión de afloramiento de la Fm. Artoles. Además se incluye la localización de los cortes y las columnas estratigráficas realizadas para la Fm. Artoles en la subcuenca de Penyagolosa, Galve y Aliaga.



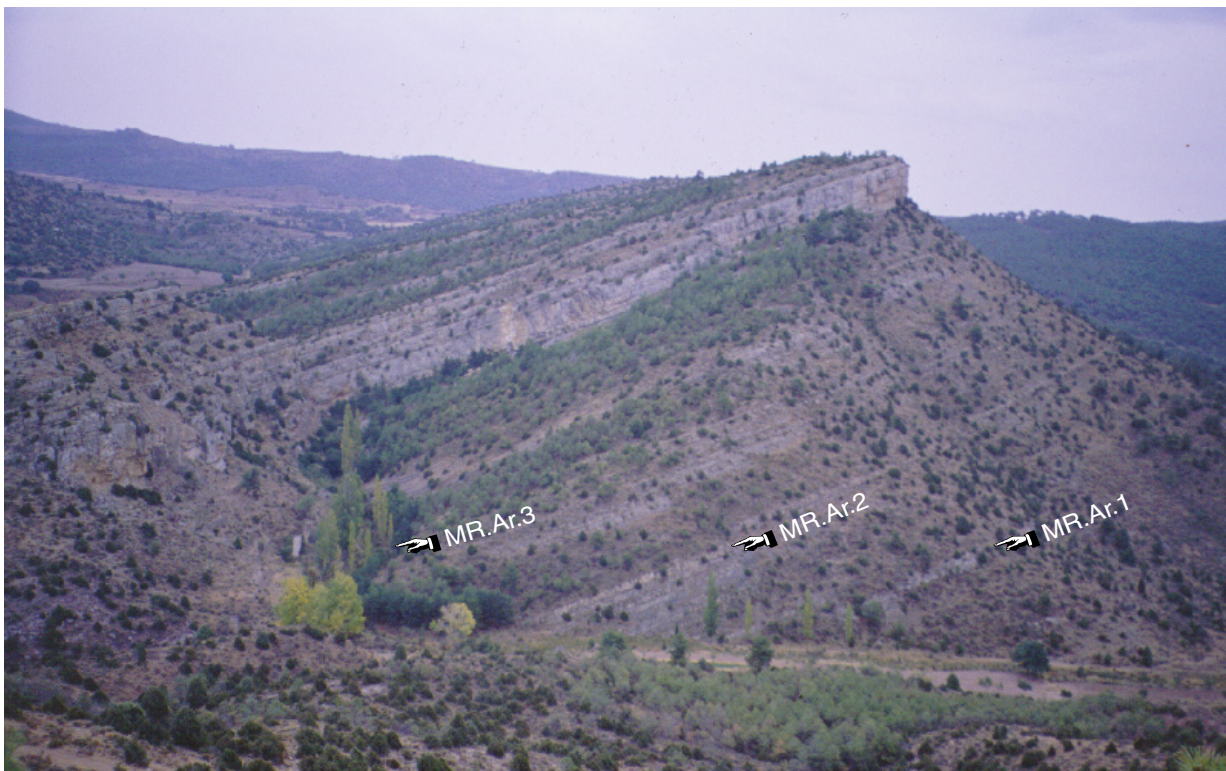
**Corte 11: “Cerro del Barranco del Azotejo”**

Esta columna se localiza al Norte de Mora de Rubielos (Teruel) en el “*Barranco del Azotejo*” (Fig. 8.5.2). Las coordenadas UTM son: base: latitud 635750 y longitud 851825; techo: latitud 635925 y longitud 852050 (Mapa geológico 1:50.000, nº 591-Mora de Rubielos; IGME, 1986). Este corte ha sido estudiado detalladamente en la hoja geológica citada anteriormente. El espesor que puede llegar a alcanzar en este corte la Fm. Artoles es de 195 m (Fig. 8.5.3). En la base aparecen margo-calizas, calizas arenosas y areniscas, que en ocasiones pueden contener abundantes ostreoides. Hacia techo predominan las margas grises intercaladas con calizas bioclásticas con frecuentes restos de ostreoides y erizos.



**Figura 8.5.2.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº591-Mora de Rubielos; IGME, 1986) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Artoles en el “Cerro del Barranco del Azotejo” al Este de Mora de Rubielos.

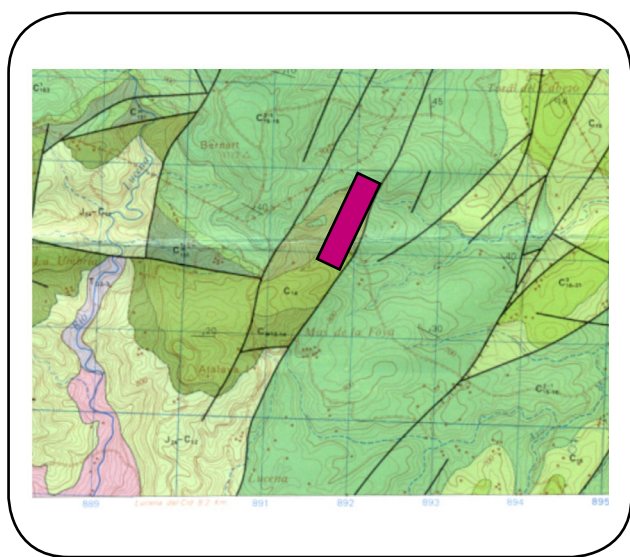
**Subcuenca de Penyagolosa**  
**Corte: "Cerro del Bco. del Azotejo"**  
**Fm. Artoles**



**Figura 8.5.3.** Aspecto de campo del corte del “Cerro del Barranco del Azotejo” donde se señalan las muestras recogidas.

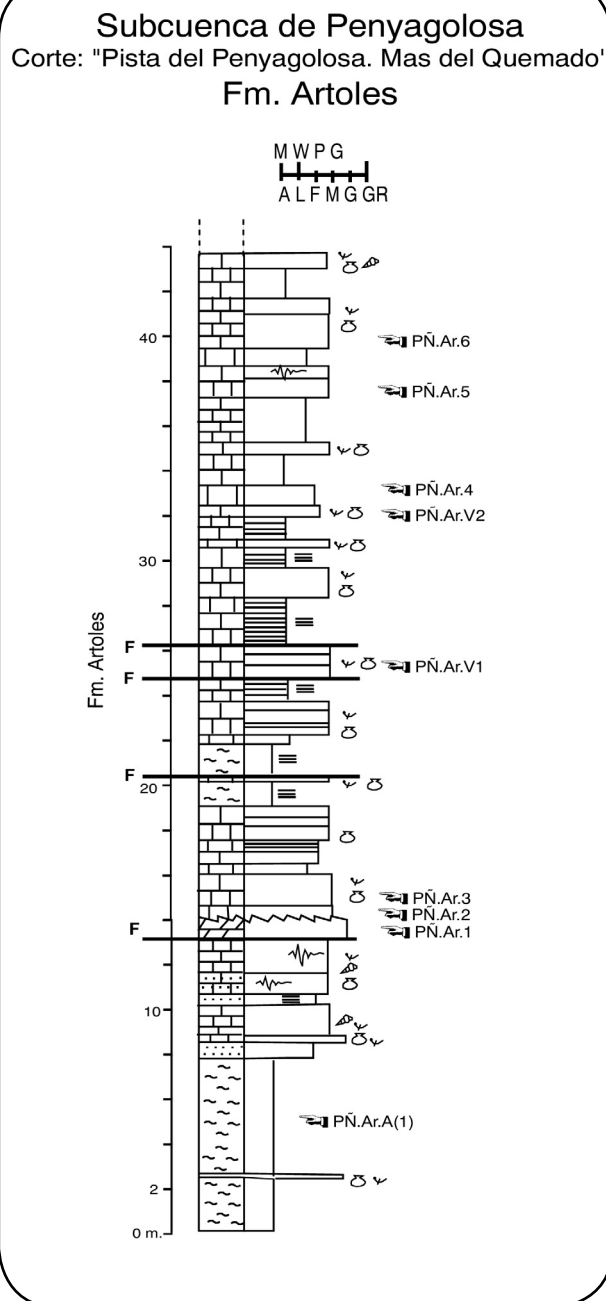
## Corte 12: “Pista del Penyagolosa, Mas del Quemado”

Esta columna se localiza al Norte de Lluçena del Cid (Castellón) (Fig. 8.5.4). Las coordenadas UTM son: base: latitud 627000 y longitud 892000; techo: latitud 627825 y longitud 892350 (Mapa geológico 1:50.000, nº 592-Villahermosa del Río; IGME, 1981).



**Figura 8.5.4.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº592-Villahermosa del Río; IGME, 1981) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Artoles en el “Mas del Quemado”.

La potencia de esta columna es de unos 45 m y está constituida principalmente por packstones de calizas, con fragmentos de cochas de fósiles, gasterópodos y ostreidos. Ocasionalmente pueden aparecer intercalaciones más margosas con laminaciones plano-paralelas. Destaca la presencia de varias fallas afectando a la serie, así como el desarrollo de fracturas cementadas por carbonatos que fueron muestreadas (Fig. 8.5.5).

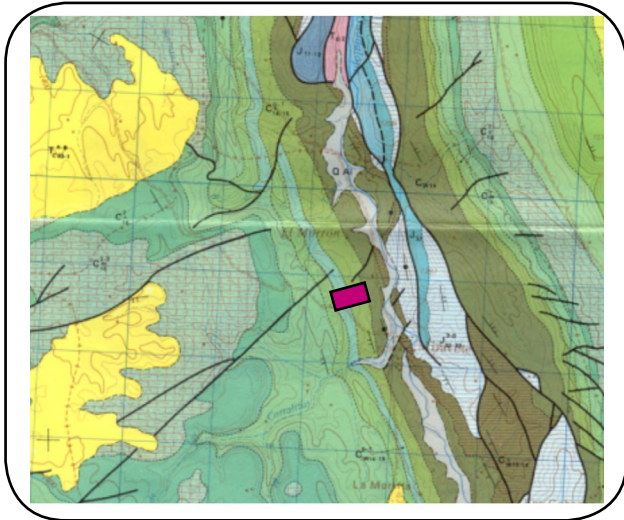


**Figura 8.5.5.** Columna estratigráfica de la Fm. Artoles en el corte del “Mas del Quemado” en la subcuenca de Penyagolosa.



### Corte 13: "Miravete"

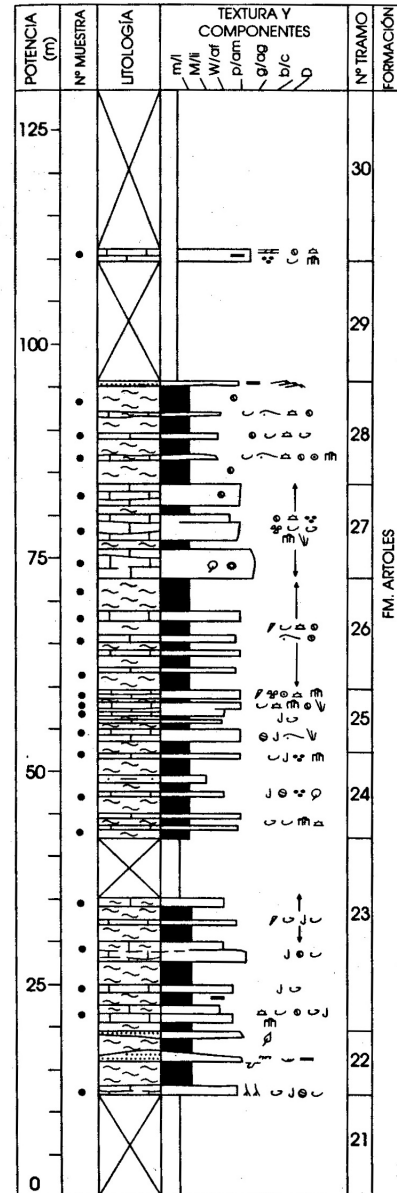
Esta columna se localiza en las proximidades de Miravete (Teruel) (Fig. 8.5.6). Las coordenadas UTM son: base: latitud 664750 y longitud 854150; techo: latitud 664750 y longitud 853950 (Mapa geológico 1:50.000, nº 543-Villarluengo; IGME, 1980).



**Figura 8.5.6.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº543-Villarluengo; IGME, 1980) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Artoles.

Esta columna está caracterizada principalmente por la intercalación de margas, calizas y margo-calizas. La potencia llega a alcanzar los 125 m (Fig. 8.5.7). Las margas tienen colores grises y verdes, en ocasiones son laminadas, afloran en cuerpos tabulares de potencia métrica, contienen ostrácodos y carofitas, presentan cierta bioturbación. Hacia el techo de la columna, aparecen además de ostrácodos, bivalvos, restos de ostreidos y foraminíferos bentónicos. Las calizas tienen colores grises y se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica. Corresponden principalmente a mudstone y wackestones-packstone con restos de diferentes bioclóstos (bivalvos, ostrácodos, carofitas, ostreidos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, dientes de peces y equinodermos entre otros) así como cuarzós detríticos. Las margo-calizas tienen colores grises, se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica, muestran frecuente bioturbación de hábito

### Subcuenca de Galve Corte: "Miravete" Fm. Artoles



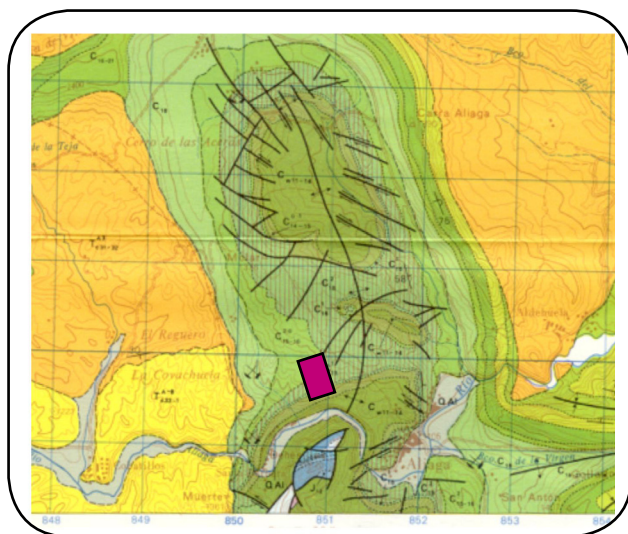
**Figura 8.5.7.** Columna estratigráfica de la Fm. Camarillas en el corte de "Miravete" en la subcuenca de Galve (Soria, 1997).

vertical y corresponden generalmente a mudstone y wackestone bioclásticos.

En la base de esta columna también pueden aparecer algunos niveles de areniscas de poco espesor y desarrollo.

### Corte 14: “Aliaga-Santa Bárbara”

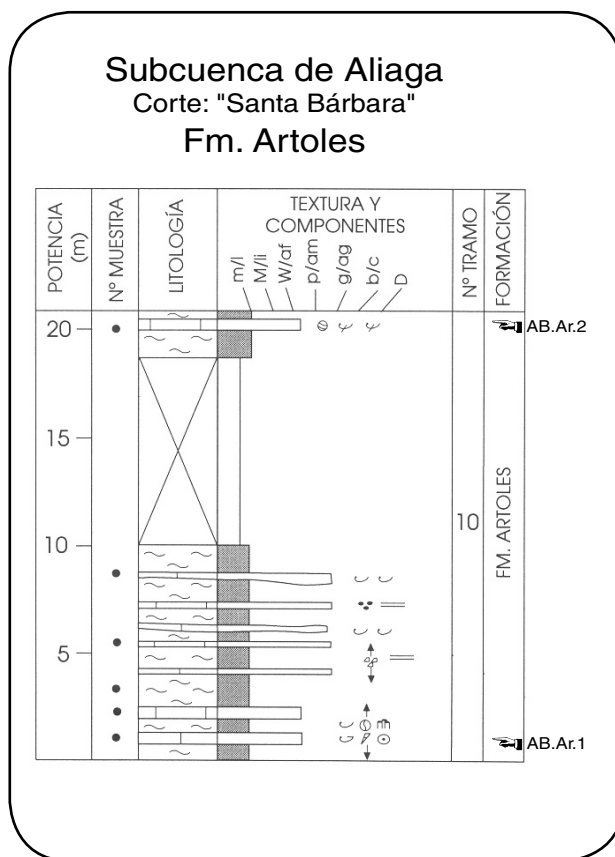
Este perfil se localiza a lo largo de la carretera que une Aliaga con la Barriada de Santa Bárbara (Teruel) y coincide con el punto nº3 del itinerario del Parque Geológico de Aliaga (Fig. 8.5.8). Las coordenadas UTM son: base: latitud 679730 y longitud 851025; techo: latitud 679800 y longitud 851000 (Mapa geológico 1:50.000, nº 518-Montalbán; IGME, 1979).



**Figura 8.5.8.** Mapa geológico a escala 1/50.000 (nº518-Montalbán; IGME, 1979) donde se muestra la localización detallada del corte realizado para la Fm. Artoles en la localidad de Aliaga-Santa Bárbara.

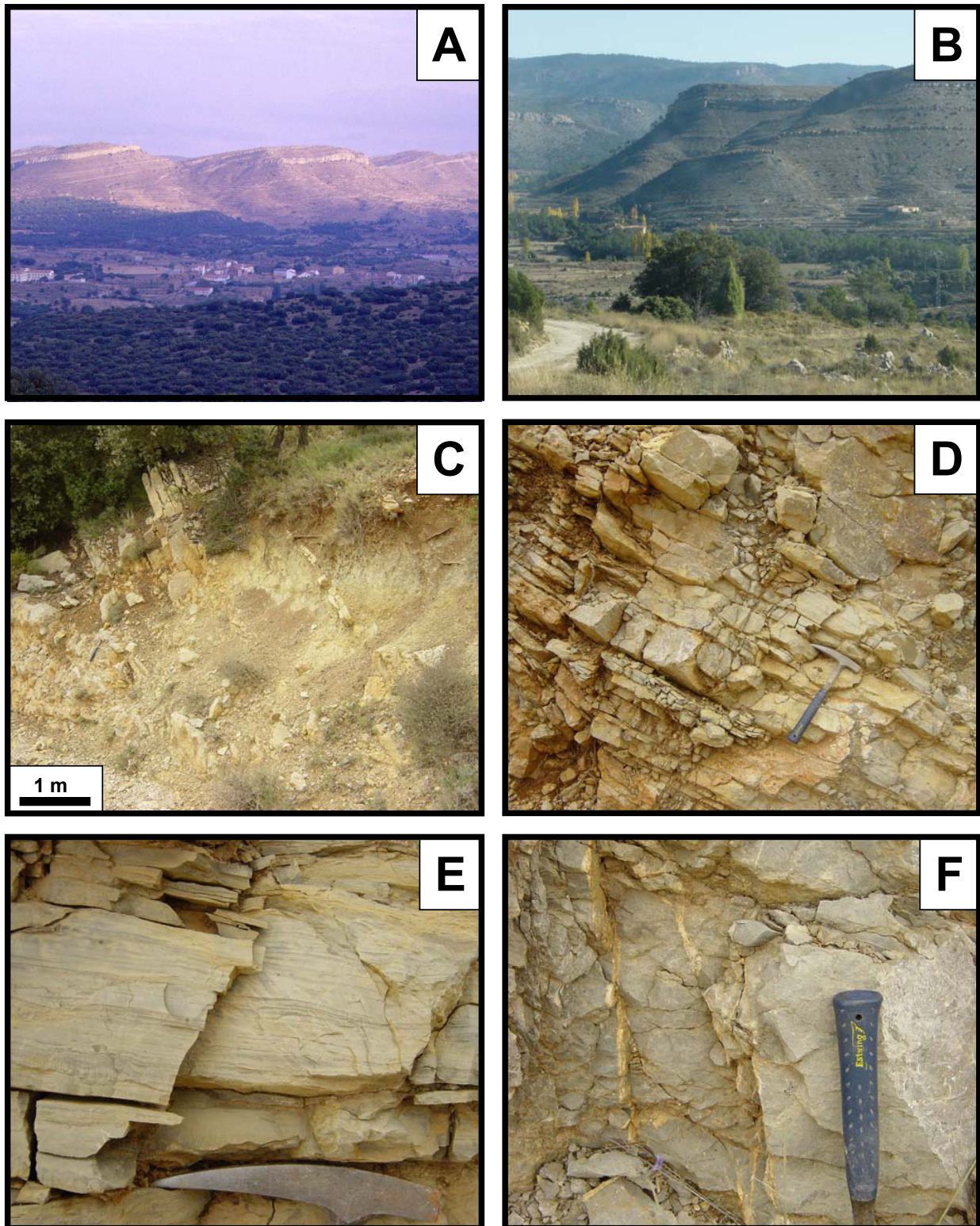
La potencia de la Fm. Artoles en este perfil es de unos 20 m (Fig. 8.5.9). Se caracteriza por la intercalación de calizas y margas. Las calizas son de colores grises y blancas, contienen abundantes restos de bioclásticos (bivalvos, ostreidos, serpúlidos, foraminíferos bentónicos y carofitas), por lo que corresponden a wackestone y packstone. Las margas son de color verde y aparecen de forma masiva y parcialmente cubiertas.

En la Fig. 8.5.10 quedan reflejados los principales aspectos de campo de la Fm. Artoles que han sido comentados anteriormente en los distintos cortes estudiados.



**Figura 8.5.9.** Columna estratigráfica de la Fm. Artoles en el corte de “Aliaga-Santa Bárbara” en la subcuena de Aliaga (modificada de Soria, 1997).





**Figura 8.5.10.** Fotografías de campo para la Fm. Artoles: (A) y (B) Aspectos generales de afloramiento en la subcuenca de Penyagolosa en los alrededores de Mora de Rubielos. (C) Detalle de los niveles de calizas intercalados con las margas ("Mas del Quemado"). (D) Calizas estratificadas decimétricamente en el corte del "Mas del Quemado". (E) Niveles de calizas con laminación. (F) Fracturas verticales rellenas por cementos carbonáticos ("Mas del Quemado").

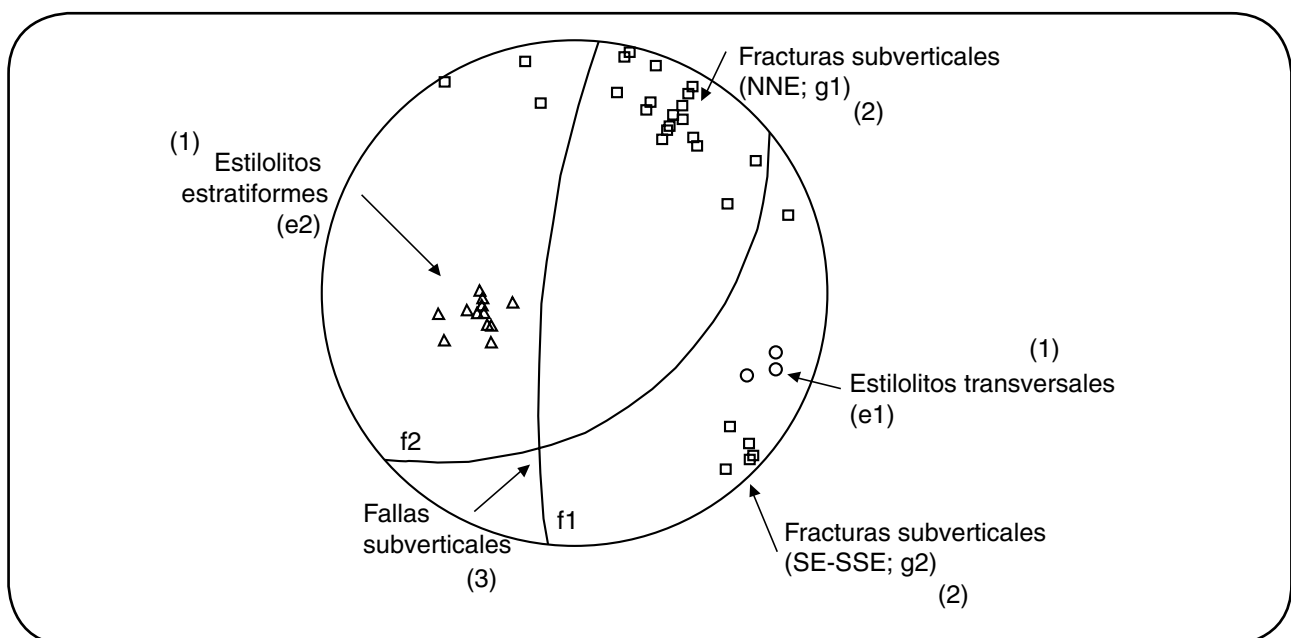
## 9.- Análisis estructural

Se ha realizado un estudio estructural detallado en las calizas de la **Fm. Bovalar**, en el área de Cedrillas (corte 0, ver apartado 8.1) debido al gran desarrollo de cementos carbonáticos asociados a fracturas. Este estudio permitirá establecer una cronología relativa entre las distintas micro-estructuras diferenciadas, así como asignarlas a las etapas de evolución tectónica de la Península Ibérica, interpretando el momento de circulación de los fluidos que precipitaron cementos carbonáticos en ellas.

En el área de Cedrillas (“corte 0”) se han distinguido 3 grupos fundamentales de estructuras y fracturas (Fig. 9.1.1): (1) dos familias de estilolitos, (2) dos familias de grietas de extensión asociadas a los estilolitos y (3) dos familias de fallas semi-frágiles.

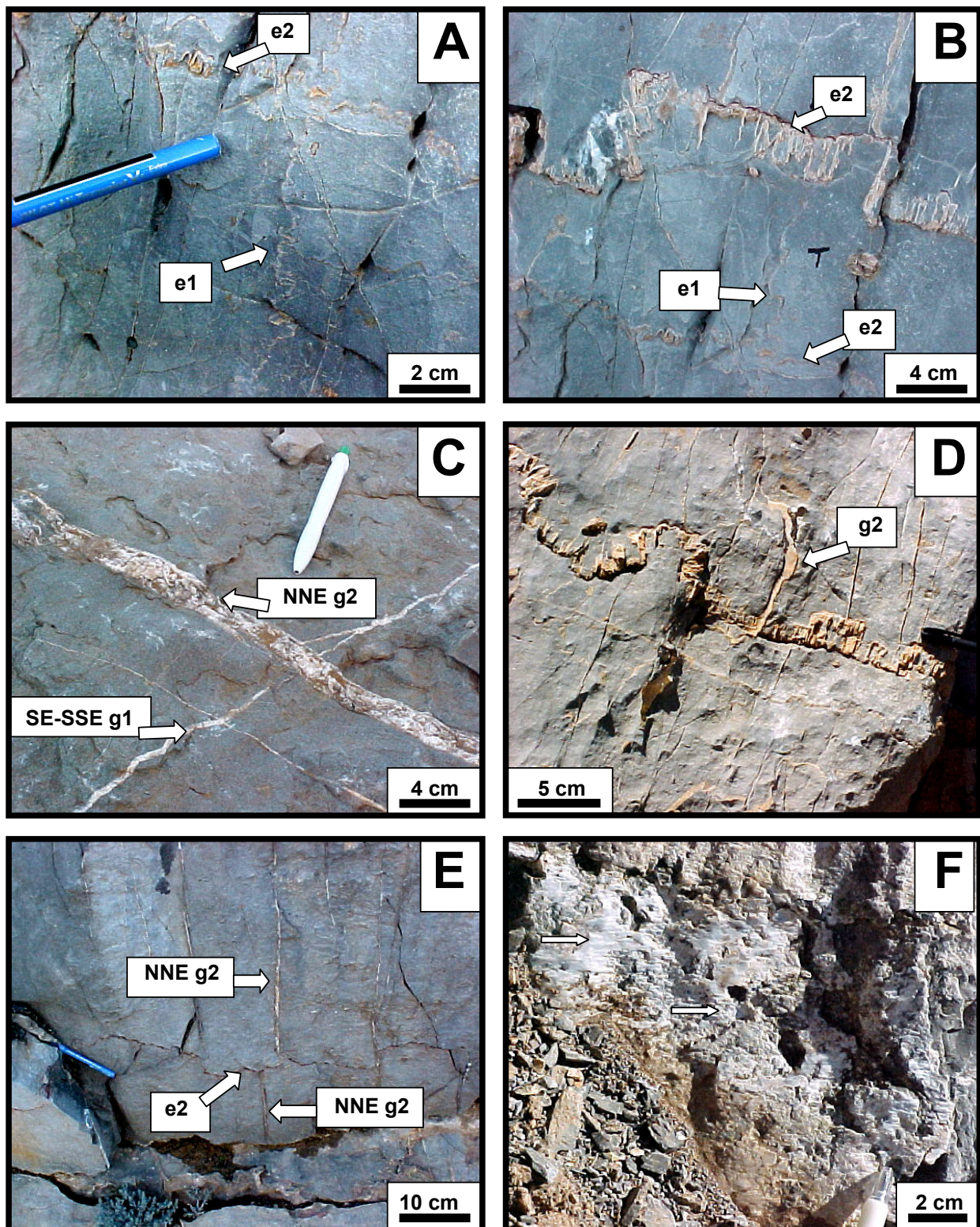
(1) En el primer grupo, se han identificado dos familias de estilolitos. La primera familia (e1)

corresponde a estilolitos transversales con picos sub-horizontales (Fig. 9.1.2-A) y aparecen de forma ocasional. Se caracterizan por presentar una superficie rica en minerales de la arcilla y óxidos de Fe, a lo largo del plano que define el estilolito. La dirección predominante de los picos es de  $110^{\circ}$ - $130^{\circ}$  (Fig. 9.1.1). La segunda familia, corresponde a estilolitos estratiformes (e2), siendo más abundantes y estando mejor desarrollados, en comparación con la familia anterior (Fig. 9.1.2-B). Presentan picos sub-verticales de tipo columnar con una dirección principal que tiene un abanico de valores entre  $260^{\circ}$ - $275^{\circ}$  (Fig. 9.1.1). Esta familia de estilolitos, presenta la peculiaridad de que presenta un relleno carbonático, por lo que posteriormente a su formación debieron ser abiertos y cementados. Esporádicamente se pueden observar las relaciones de corte entre ambas familias, de tal forma que los estilolitos e2 cortan a los e1 (Fig. 9.1.2-B).



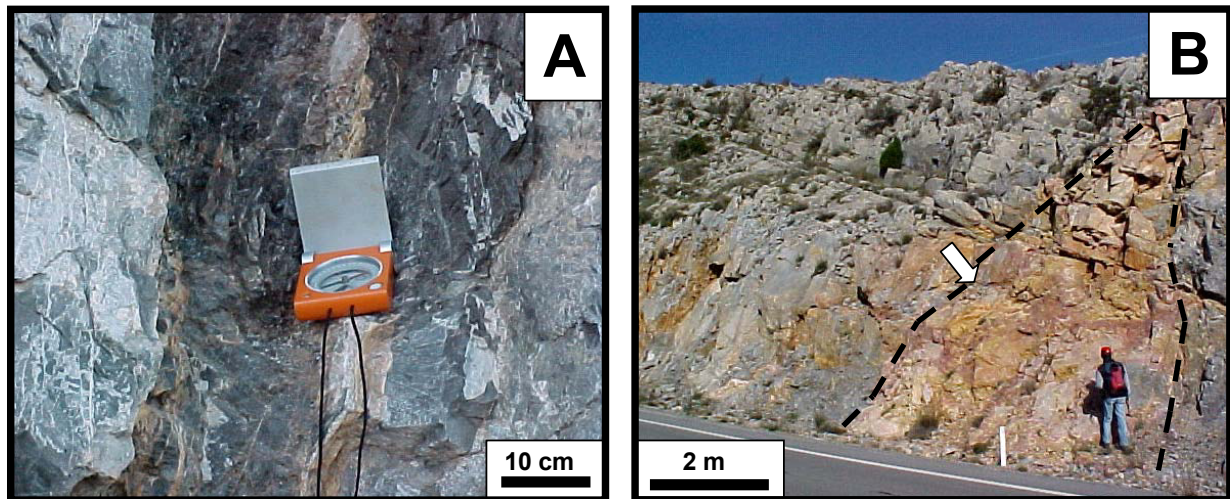
**Figura 9.1.1.** Estereograma mostrando los datos estructurales de los tres grupos de estructuras estudiadas en las calizas de la Fm. Bovalar.





**Figura 9.1.2.** Fotografías de campo de las micro-estructuras estudiadas en la Fm. Bovalar: (A) Familia de estilolitos verticales e1 y estilolitos transversales e2, (B) Detalle de los picos columnares de los estilolitos transversales (e2), (C) fracturas sub-verticales conjugadas que presentan dos direcciones preferentes, NNE (g1) y SE-SSE (g2), (D) y (E) Fracturas (g2) que son cortadas por los estilolitos transversales (e2), (F) Falla sub-vertical (f1) con una componente de desgarre marcada por fibras de calcita orientadas y estrias de movimiento (ver dirección de las flechas).





**Figura 9.1.3.** Fotografías de campo de las micro-estructuras estudiadas en la Fm. Bovalar (continuación): (A) Falla frágil sub-vertical (f1) que presenta un relleno con rocas de falla, (B) Zona de alteración de distribución vertical asociada a la familia de fallas normales f2. Se utilizará el término “estructura en forma de *pipa* o *chimenea*” para referirse a esta zona.

(2) Al segundo grupo de fracturas corresponden dos familias de grietas de extensión semi-verticales conjugadas (Fig. 9.1.2-C), rellenas por cementos carbonáticos. La longitud de las fracturas es del orden de 10 m, con un espaciado  $>1$  m y una anchura del relleno que varía desde unos pocos mm hasta un máximo de unos 5 cm. Las direcciones principales de estas fracturas corresponden a ESE (g1) y NNE (g2) (Fig. 9.1.1), aunque estas grietas de extensión forman un arquitectónico algo complejo, haciendo difícil las relaciones cronológicas entre ellas. No obstante, en algunos puntos se ha observado que las grietas de extensión g1 están cortadas por las g2 (Fig. 9.1.2-C). Respecto a las relaciones de corte entre estas fracturas y los estilolitos, se ha observado que las fracturas g2 en ocasiones cortan a los estilolitos transversales e2 (Fig. 9.1.2-D) y, en otros casos, son cortadas (Fig. 9.1.2-E).

(3) El tercer grupo de fracturas, corresponde a dos familias de fallas frágiles (Fig. 9.1.1). En la primera familia (f1), se han medido varios planos de fallas verticales, con dirección predominante

N-S. Presentan un sentido de movimiento de desgarre dextral. En ellas se observan cristales de calcita fibrosa con una orientación semi-horizontal y brechas de falla del mismo material (Fig. 9.1.2-F y Fig. 9.1.3-A). Dentro de la segunda familia (f2), se han observado planos de falla con una dirección media ENE-SO, buzamientos entre  $35^{\circ}$ - $50^{\circ}$  y un movimiento principal de falla normal (Fig. 9.1.1). Asociado a estas fallas aparece una zona de alteración de color rojo-violáceo, con una distribución vertical y alargada en el afloramiento, donde se observan materiales brechificados que están cementados por carbonatos (calcita y dolomita) (Fig. 9.1.3-B). Para referirse a esta zona se utilizará el término “estructura en forma de *pipa* o *chimenea*” (cfr. Sibson, 1994; Aranburu *et al.*, 2002) que corresponde a la “zona de muestreo 2” de la Figura 8.1.3. En cuanto a las relaciones cronológicas, se ha observado que la familia de fallas f2 corta a los estilolitos estratiformes e2. No se han observado relaciones de corte con las demás estructuras descritas.

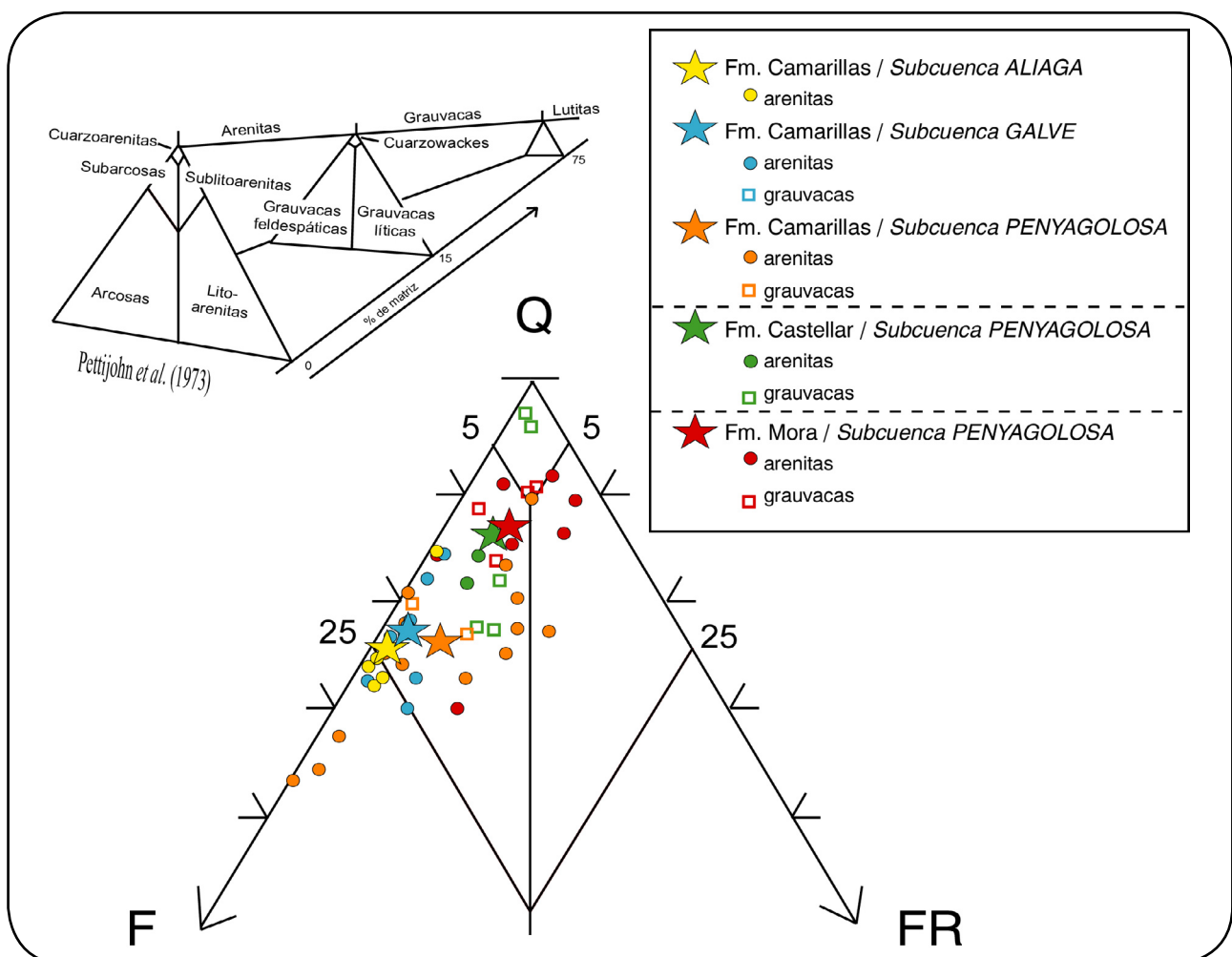
## 10.- Petrología

### 10.1.- Componentes detríticos

Las areniscas de la **Fm. Mora** proyectadas en un diagrama triangular de Pettijohn *et al.* (1973) se clasifican como subarcosas y sublitarenitas, muy cerca del límite con el campo de las cuarzoarenitas (Fig. 10.1.1). Algunas muestras por tener más de un 15% de matriz se clasifican como grauvacas feldespáticas y *cuarzowackes*. La composición media, recalculada al 100%, de los componentes del esqueleto (Q: cuarzós; F: feldespatos; R: fragmentos de roca) es:  $Q_{86,9} F_{7,8} R_{5,3}$  (Tabla 10.1). Estas areniscas son de grano fino, moderadamente a mal seleccionadas y tienen clastos de subangulosos a subredondeados. El contenido medio en matriz arcillosa es del

12,9% (salvo que se indique expresamente, en este capítulo los porcentajes de los diferentes componentes se refieren al volumen de roca total).

Las areniscas de la **Fm. Castellar** se clasifican como grauvacas feldespáticas y *cuarzowackes* por tener más de un 15% de matriz. Las areniscas que no llegan a tener ese valor de matriz se clasifican como subarcosas (Fig. 10.1.1). La composición media de las areniscas es:  $Q_{86} F_{10} R_4$  (Tabla 10.2). Son de grano fino, moderadamente a mal seleccionadas y tienen granos desde subangulosos a subredondeados. Su contenido



**Figura 10.1.1.** Diagrama triangular QFR según Pettijohn *et al.* (1973): Q= Cuarzo total; F= Plagioclasa + Feldespato-K; FR= Fragmentos de roca. Se han distinguido las arenitas de las grauvacas y se representan tanto los valores modales, como la media de estos por formaciones (estrella).

**Tabla 10.1.** Composición modal de las areniscas de la Fm. Mora: +=presencia; -=no cuantificable; Qm, F, Lt son los componentes usados en el diagrama de Dickinson, 1985 (Fig. 10.6.2).

Fm. Mora		MR.Mo.1	MR.Mo.2	MR.Mo.2'	MR.Mo.3	MR.Mo.4	MR.Mo.6	MR.Mo.7	MR.Mo.8	MR.Mo.9	MR.Mo.10	MR.Mo.11	media
Muestra:	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
Cuarzo monocristalino, ext. recta < 5° (Qm)	15.3	9.3	9.0	8.0	8.0	8.0	4.7	9.0	3.1	8.3	8.7	5.5	8.1
Cuarzo monocristalino, ext. ondulante > 5° (Qm)	17.3	30.4	32.2	27.0	28.5	34.2	33.0	33.0	40.1	39.6	38.4	32.0	32.1
Cuarzo policristalino 2-3 unidades (Lt)	4.4	14.2	15.0	5.5	19.6	12.3	11.0	11.0	17.2	17.7	16.8	20.6	14.0
Cuarzo policristalino +3 unidades (Lt)	8.5	7.6	4.0	12.2	12.8	4.4	16.6	16.6	8.9	5.0	8.1	11.0	9.0
Chert (Lt)	-	-	-	-	-	0.6	0.4	0.4	-	0.3	-	0.3	0.1
Feldespato K (F)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Plagioclasa (F)	13.0	7.6	6.0	9.1	4.7	0.9	0.7	0.7	3.6	1.6	3.0	7.2	5.5
Biotita	-	-	-	-	-	0.6	-	1.1	-	0.3	0.3	-	0.1
Moscovita	4.4	-	-	0.6	-	0.6	-	1.1	-	0.3	-	-	0.7
Minerales pesados	0.3	-	+	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-
Turnalina	-	0.7	1.3	-	-	+	1.4	1.4	-	2.2	0.3	0.3	0.6
FR. Metamórfico medio grado (Lt)	4.4	2.3	1.0	0.3	1.7	5.4	3.9	3.5	0.3	2.2	2.0	1.4	2.3
FR. Metamórfico bajo grado (Lt)	-	1.7	0.3	-	-	-	-	-	-	0.9	1.7	-	0.7
FR. Plutónico (Lt)	-	-	0.0	-	-	-	-	-	3.3	1.3	0.3	-	0.4
FR. Sedimentario (roca carbonática) (Lt)	1.6	-	2.7	+	-	-	-	-	-	0.0	-	-	0.4
Cantos blandos	-	-	0.3	+	-	4.1	2.1	2.1	-	0.9	2.4	1.7	1.1
<b>TOTAL ESQUELETO</b>	69.3	73.8	71.8	62.7	76.4	67.4	85.8	85.8	76.5	80.4	82.1	80.1	75.1
[Cemento Cuarzo]	1.9	1.7	5.6	5.8	3.0	-	-	0.7	-	0.6	0.3	0.3	1.8
[Cemento carbonático]	0.6	-	6.6	2.4	-	13.9	-	-	2.0	-	-	-	2.3
[Ftos reemplazados por carbonatos]	14.2	6.0	8.0	11.9	11.8	-	-	-	+	6.0	1.0	-	5.4
[Cemento baritina]	0.3	-	+	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1
[Cemento anhidrita reemplazando Ftos]	2.8	-	-	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3
[Cemento de caolín]	0.3	+	0.3	0.3	-	-	-	-	+	+	-	+	0.1
[Coating arcilloso]	0.3	-	-	1.8	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2
<b>TOTAL CEMENTOS</b>	20.6	7.9	20.5	23.1	14.9	13.9	0.7	0.7	2.0	6.6	1.3	0.3	10.2
Matriz reemplazando Ftos (epimatríz)	3.5	11.6	1.0	8.8	5.1	2.5	6.0	6.0	18.2	9.1	13.1	13.7	8.4
Pseudomatríz	6.6	6.6	0.7	5.2	3.7	6.0	7.4	7.4	3.3	1.3	3.0	5.8	4.5
<b>TOTAL MATRIZ</b>	10.1	18.2	1.7	14.0	8.8	8.5	13.4	13.4	21.5	10.4	16.2	19.6	12.9
Porosidad intergranular	-	-	3.6	-	-	6.1	-	-	-	-	-	-	0.9
Intragranular en Ftos	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Intragranular en caolín	-	-	2.2	-	-	1.0	-	-	-	2.5	0.3	-	0.5
Agrandada	-	-	5.5	-	-	3.0	-	-	-	-	-	-	0.8
<b>TOTAL POROSIDAD</b>	-	-	11.3	-	-	10.1	-	-	-	2.5	0.3	-	2.2
Tamaño de grano (f=fino; m=medio; U/L= superior/inferior)	fU-mL	fU	mL-mU	mL	fU-mL	fL-fU	fU	fU	mL-mU	fU	fU	fU	-
Selección (mb=muy buena; b=buena; mod= moderada; p=pobre)	p	mod	mod	mod	mod	mod	mb	mb	b	b	p	p	-



medio en matriz arcillosa es del 20,3%.

La composición de las areniscas de la **Fm. Camarillas** se va a describir por separado para cada subcuenca estudiada: En la *subcuenca de Penyagolosa*, la mayoría de las areniscas se clasifican como subarcosas y arcosas (Fig. 10.1.1). En menor proporción, algunas muestras

se clasifican como grauvas feldespáticas y otras se proyectan dentro del campo de las sublitoarenitas y próximas a las cuarzoarenitas. La composición media del esqueleto es:  $Q_{76} F_{19} R_5$  (Tabla 10.3). Se trata de areniscas de grano medio a fino, moderadamente a mal seleccionadas y con granos de subangulosos a subredondeados. El contenido medio en matriz

**Tabla 10.2.** Composición modal de las areniscas de la Fm. Castellar: +=presencia; -=no cuantificable; Qm, F, Lt son los componentes usados en el diagrama de Dickinson, 1985 (Fig. 10.6.2).

Fm. Castellar									
Muestra:	MR.Cs.1 %	MR.Cs.3 %	CA.Cs.1 %	CA.Cs.2 %	CA.Cs.3 %	CA.Cs.4 %	V.Cs.2 %	media	
Cuarzo monocristalino, ext. recta < 5° (Qm)	9.4	4.0	8.0	10.0	4.3	4.7	3.3	6.2	
Cuarzo monocristalino, ext. ondulante > 5° (Qm)	33.7	25.5	19.9	31.3	32.6	23.9	32.4	28.5	
Cuarzo policristalino 2-3 unidades (Lt)	11.1	10.6	11.5	6.9	12.4	10.9	21.8	12.2	
Cuarzo policristalino +3 unidades (Lt)	3.9	4.5	6.9	4.6	4.2	4.3	18.9	6.8	
Chert (Lt)	-	-	-	-	-	-	-	-	
Feldespato K (F)	-	-	-	-	-	-	-	-	
Plagioclasa (F)	1.2	6.2	9.2	7.6	9.4	8.1	1.4	6.1	
Biotita	-	8.2	1.0	-	-	-	-	1.3	
Moscovita	0.3	3.8	2.6	-	-	1.2	-	1.1	
Minerales pesados	+	+	+	-	-	-	-	-	
Turmalina	0.3	0.3	-	-	0.3	0.3	-	0.2	
FR. Metamórfico medio grado (Lt)	0.6	3.4	3.0	1.0	0.9	1.9	0.4	1.6	
FR. Metamórfico bajo grado (Lt)	0.3	-	0.3	0.7	1.2	0.9	-	0.5	
FR. Plutónico (Lt)	-	-	0.7	0.3	0.3	1.9	-	0.5	
FR. Sedimentario (roca carbonática) (Lt)	+	-	+	+	+	-	-	-	
Cantos blandos arcillosos	0.3	-	1.6	9.9	3.6	3.4	3.2	3.2	
<b>TOTAL ESQUELETO</b>	<b>61.2</b>	<b>66.5</b>	<b>64.6</b>	<b>72.3</b>	<b>69.2</b>	<b>61.5</b>	<b>81.4</b>	<b>68.1</b>	
[Cemento Cuarzo]	2.4	1.7	0.7	-	0.6	0.3	-	0.8	
[Cemento carbonático]	-	-	-	-	0.9	-	-	0.1	
[Ftos reemplazados por carbonatos]	-	4.8	18.7	14.2	14.8	22.4	-	10.7	
<b>TOTAL CEMENTOS</b>	<b>2.4</b>	<b>6.5</b>	<b>19.3</b>	<b>14.2</b>	<b>16.3</b>	<b>22.7</b>	<b>-</b>	<b>11.6</b>	
Matriz reemplazando Ftos (epimatriz)	9.0	1.7	2.6	1.0	6.9	7.1	16.8	6.5	
Pseudomatriz	27.4	25.3	13.4	12.5	7.6	8.7	1.8	13.8	
<b>TOTAL MATRIZ</b>	<b>36.4</b>	<b>27.1</b>	<b>16.1</b>	<b>13.5</b>	<b>14.5</b>	<b>15.8</b>	<b>18.6</b>	<b>20.3</b>	
<b>TOTAL POROSIDAD</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	
Tamaño de grano (f=fino; m=medio; U/L= superior/inferior)	fL-fU	fL-fU	fU	mL	mL	fU	fU-mL	-	
Selección (mb=muy buena; b=buena; mod= moderada; p=pobre)	mod-p	mod-p	p	p	p	p	p	-	

**Tabla 10.3.** Composición modal de las areniscas de la Fm. Camarillas en la subcuenca de Penyangolosa: +=presencia; -=no cuantificable; Qm, F, Lt son los componentes usados en el diagrama de Dickinson, 1985 (Fig. 10.6.2).

Fm. Camarillas (Subcuenca Penyangolosa)		Muestra:	MR.Cm.1 %	MR.Cm.3 %	MR.Cm.5 %	MR.Cm.6 %	MR.Cm.7 %	MR.Cm.10 %	MR.Cm.18 %	MR.Cm.19 %
Cuarzo monocristalino, ext. recta < 5° (Qm)			7.0	5.7	6.3	10.3	10.0	10.4	9.3	8.0
Cuarzo monocristalino, ext. ondulante > 5° (Qm)			25.0	32.1	21.3	34.1	27.5	27.8	32.3	35.7
Cuarzo policristalino 2-3 unidades (Lt)			15.5	12.2	18.6	16.5	16.7	15.0	5.7	7.3
Cuarzo policristalino +3 unidades (Lt)			7.3	12.9	12.3	6.7	9.4	8.2	4.3	5.3
Chert (Lt)			-	0.3	-	-	-	-	-	0.7
Feldespato K (F)			-	-	-	2.7	3.5	-	12.7	9.0
Plagioclasa (F)			10.9	8.2	8.0	7.1	6.9	3.9	-	9.3
Biotita			1.3	0.3	0.7	-	1.7	15.0	1.3	1.0
Moscovita			2.0	-	0.7	1.0	0.3	0.4	1.0	1.0
Minerales pesados			+	-	-	-	-	-	+	-
Turmalina			-	-	-	-	-	-	-	-
FR. Metamórfico medio grado (Lt)			3.6	0.7	1.7	0.7	0.7	1.4	-	0.7
FR. Metamórfico bajo grado (Lt)			1.3	0.7	-	0.7	2.1	0.4	0.7	0.3
FR. Plutónico (Lt)			2.6	3.4	8.0	6.1	5.6	1.8	-	-
FR. Sedimentario (roca carbonática) (Lt)			-	-	-	-	-	-	-	-
Cantos blandos			10.2	-	7.3	-	2.4	-	3.7	-
<b>TOTAL ESQUELETO</b>			86.8	76.6	84.7	85.8	86.8	84.3	71.0	78.3
[Cemento Cuarzo]			1.7	0.3	2.0	2.4	1.0	1.4	0.3	2.3
[Cemento carbonático]			-	-	-	-	-	-	0.3	-
[Ftos reemplazados por carbonatos]			-	-	-	-	-	-	-	-
[Cemento de caolín]			3.0	+	-	+	+	+	0.7	1.3
[Coating arcilloso]			-	-	-	+	+	-	-	-
<b>TOTAL CEMENTOS</b>			4.7	0.3	2.0	2.4	1.0	1.4	1.3	3.6
Matriz infiltrada			-	-	-	-	-	-	-	-
Matriz reemplazando Ftos (epimatríz)			2.0	8.2	8.6	5.4	7.6	5.0	3.0	4.0
Pseudomatríz			5.6	6.1	4.3	4.0	4.2	0.4	23.7	7.0
<b>TOTAL MATRIZ</b>			7.6	14.3	13.0	9.4	11.8	5.4	26.7	11.0
Porosidad intergranular			-	-	0.3	-	-	3.3	1.0	1.0
Intragranular en Ftos			-	8.8	-	-	-	-	-	2.9
Intragranular en caolín			-	-	-	-	-	-	-	-
Agrandada			1.0	-	-	2.4	0.3	4.4	-	3.1
Otros (alargada,...)			-	-	-	-	-	1.2	-	-
<b>TOTAL POROSIDAD</b>			1.0	8.8	0.3	2.4	0.3	8.9	1.0	7.0
Tamaño de grano (f=fino; m=medio; U/L= superior/inferior)			fU	mU	fU	mL	fU-mL	mU	fU	mL
Selección (mb=muy buena; b=buena; mod= moderada; p=pobre)			p	p	p	mod-p	mod	mod-p	mod	mod

Tabla 10.3 (continuación).

Fn. Camarillas (Subcuenca Peniyagolosa)		Muestra:	MR.Cm.23 %	MR.Cm.24 %	MR.Cm.28 %	MR.Cm.29 %	MR.Cm.30 %	PÑ.Cm.2 %	PÑ.Cm.3 %	PÑ.Cm.6 %	media
Cuarzo monocrystalino, ext. recta < 5° (Qm)			11.7	11.3	9.0	6.0	8.6	8.3	9.3	7.0	8.6
Cuarzo monocrystalino, ext. ondulante > 5° (Qm)			35.0	32.1	22.0	30.3	31.6	27.7	25.7	24.0	29.0
Cuarzo policristalino 2-3 unidades (Lt)			9.3	5.3	5.3	4.0	5.3	12.5	11.8	11.4	10.8
Cuarzo policristalino +3 unidades (Lt)			4.7	5.0	2.3	3.7	2.7	9.7	15.7	5.4	7.2
Chert (Lt)			-	0.7	0.7	-	-	-	1.0	-	0.2
Feldespato K (F)			11.7	12.6	16.7	17.7	15.6	13.8	13.7	1.3	8.2
Plagioclasa (F)			4.7	0.7	6.3	6.0	7.0	1.4	6.2	9.1	6.0
Biotita			-	-	-	-	0.3	-	-	-	1.4
Moscovita			-	-	0.3	0.3	0.7	2.8	0.3	0.3	0.7
Minerales pesados			-	+	-	-	-	+	-	-	-
Turmalina			0.3	-	0.3	0.3	0.3	-	-	-	0.1
FR. Metamórfico medio grado (Lt)			-	-	-	-	-	4.2	2.6	2.7	1.2
FR. Metamórfico bajo grado (Lt)			-	-	-	0.3	0.7	1.7	-	-	0.6
FR. Plutónico (Lt)			1.0	-	-	-	0.3	1.0	-	1.3	1.9
FR. Sedimentario (roca carbonática) (Lt)			-	-	-	0.7	-	-	-	-	-
Cantos blandos			-	-	-	-	-	0.3	-	14.1	2.4
<b>TOTAL ESQUELETO</b>			78.4	67.7	62.9	69.3	73.1	83.4	86.3	76.8	78.3
[Cemento Cuarzo]			1.7	1.3	0.3	1.3	1.0	-	3.3	-	1.3
[Cemento carbonático]			-	-	35.3	27.0	14.0	-	-	-	4.8
[Ftos reemplazados por carbonatos]			-	-	0.7	1.7	4.7	5.5	-	3.0	1.0
[Cemento de caolín]			1.7	5.6	-	-	-	2.0	-	-	0.9
[Coating arcilloso]			-	5.6	-	-	0.3	-	-	-	0.4
<b>TOTAL CEMENTOS</b>			3.4	12.5	36.3	30.0	20.0	7.5	3.3	3.0	8.3
Matriz infiltrada			-	7.0	-	-	-	-	-	-	0.4
Matriz reemplazando Ftos (epimatriz)			1.3	1.7	0.7	-	1.7	2.2	2.9	4.0	3.7
Pseudomatriz			10.0	3.0	0.0	0.7	0.3	6.9	6.5	16.2	6.2
<b>TOTAL MATRIZ</b>			11.3	4.7	0.7	0.7	2.0	9.1	9.5	20.2	9.8
Porosidad intergranular			-	-	-	-	2.5	-	-	-	0.5
Intragranular en Ftos			-	1.2	-	-	-	-	1.0	-	0.9
Intragranular en caolín			-	-	-	-	-	-	-	-	0.0
Agrandada			7.0	5.3	-	-	2.5	-	-	-	1.6
Otros (alargada,...)			-	1.8	-	-	-	-	-	-	0.2
<b>TOTAL POROSIDAD</b>			7.0	8.3	-	-	5.0	-	1.0	-	3.2
Tamaño de grano (f=fino; m=medio; U/L= superior/inferior)			mL	mU-CrsL	fU-mL	fL-fU	mU	fU	mL-mU	fU	-
Selección (mb=muy buena; b=buena; mod= moderada; p=pobre)			mod-p	b-mod	b	b	b-mod	p	mod	p	-

arcillosa es del 9,8%. En la *subcuenca de Galve*, las areniscas son notablemente más ricas en feldespato que en la *subcuenca de Penyagolosa*. Se clasifican como subarcosas y algunas llegan a proyectarse en el campo de las arcosas (Fig. 10.1). Una de las muestras por tener más del 15% de matriz se clasifica como grauvaca feldespática. La composición media, es:  $Q_{77} F_{21} R_2$  (Tabla 10.4). Son areniscas de grano medio a fino, moderadamente a mal seleccionadas, con

granos subredondeados. El contenido medio en matriz arcillosa es de 8,2%. En la *subcuenca de Aliaga*, las areniscas se clasifican como arcosas, proyectándose muy próximas al límite con el campo de las subarcosas y una de las muestras llega a clasificarse como arcosa (Fig. 10.1.1). La composición media, es:  $Q_{76} F_{23} R_1$  (Tabla 10.5). Son de tamaño medio a fino, moderadamente seleccionados, con granos subredondeados. El contenido medio en matriz arcillosa es de 2,8%.

**Tabla 10.4.** Composición modal de las areniscas de la Fm. Camarillas en la subsecuencia de Galve: +=presencia; -=no cuantificable; Qm, F, Lt son los componentes usados en el diagrama de Dickinson, 1985 (Fig. 10.6.2).

Fm. Camarillas (Subsecuencia Galve)													
Muestra:	M.Cm.1 %	M.Cm.2 %	M.Cm.5 %	M.Cm.6 %	M.Cm.8 %	M.Cm.9 %	M.Cm.11 %	M.Cm.12 %	M.Cm.13 %	M.Cm.14 %	media		
Cuarzo monocristalino, ext. recta < 5° (Qm)	7.0	7.9	4.4	4.0	6.5	9.0	8.7	8.0	7.4	8.0	7.1		
Cuarzo monocristalino, ext. ondulante > 5° (Qm)	31.1	29.5	36.7	35.1	32.5	30.0	30.6	33.1	40.2	35.3	33.4		
Cuarzo policristalino 2-3 unidades (Lt)	11.8	17.8	10.4	13.4	9.9	15.3	13.6	12.1	9.1	8.1	12.2		
Cuarzo policristalino +3 unidades (Lt)	4.7	5.1	10.1	8.3	2.3	2.8	5.0	4.7	8.4	2.0	5.3		
Chert (Lt)	0.5	-	0.8	0.8	-	0.7	-	0.8	0.8	0.2	0.5		
Feldespato K (F)	13.0	8.4	15.9	15.9	13.3	15.6	17.9	21.1	11.4	18.8	15.1		
Plagioclasa (F)	2.2	4.0	0.3	0.5	0.8	1.4	-	0.3	-	-	0.9		
Biotita	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-		
Moscovita	0.5	-	0.5	1.0	0.5	+	0.7	0.5	0.3	2.4	0.6		
Minerales pesados	-	-	-	-	+	0.3	+	-	0.3	-	0.1		
Turnalina	0.2	-	-	0.3	0.3	-	0.4	-	-	0.5	0.2		
FR. Metamórfico medio grado (Lt)	1.0	0.3	1.1	0.8	1.3	0.3	3.6	0.5	0.8	3.9	1.4		
FR. Metamórfico bajo grado (Lt)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
FR. Plutónico (Lt)	-	0.3	-	0.3	-	-	-	-	-	-	0.1		
FR. Sedimentario (roca carbonática) (Lt)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Cantos blandos	-	-	2.2	0.3	-	1.4	3.2	-	-	1.0	0.8		
<b>TOTAL ESQUELETO</b>	72.0	73.4	82.5	80.5	67.3	76.8	83.6	81.1	78.5	80.2	77.6		
[Cemento Cuarzo]	0.7	1.3	5.5	0.3	0.3	4.9	-	1.6	6.3	3.9	2.5		
[Cemento carbonático]	-	-	-	-	4.8	-	-	-	-	1.0	0.6		
[Cemento óxidos Fe]	4.2	3.7	-	2.3	8.7	-	0.7	-	-	-	2.0		
[Cemento de caolín]	6.6	9.8	1.4	7.1	3.1	4.2	1.8	4.7	1.0	1.5	4.1		
[Coating arcilloso]	-	-	-	0.0	+	0.7	-	-	0.5	0.5	0.2		
<b>TOTAL CEMENTOS</b>	11.5	14.8	6.8	9.6	16.8	9.8	2.5	6.3	7.8	6.8	9.3		
Matriz reemplazando Fios (epimatrix)	5.9	4.7	2.2	3.5	3.6	0.7	1.4	1.6	0.8	1.2	2.6		
Pseudomatrix	6.9	4.4	3.0	5.1	12.0	5.6	11.8	0.5	1.8	5.6	5.7		
<b>TOTAL MATRIZ</b>	12.8	9.1	5.2	8.6	15.6	6.3	13.2	2.1	2.5	6.8	8.2		
Porosidad intergranular	0.3	0.4	1.5	-	-	1.8	0.7	1.3	3.7	1.7	1.1		
Intragranular en Fios	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Intragranular en caolín	3.1	1.9	2.8	1.3	-	3.2	-	9.2	5.9	2.5	3.0		
Agrandada	0.3	-	0.6	-	-	0.6	-	-	1.5	0.2	0.3		
Otros (alargada,...)	-	0.4	0.6	-	0.3	0.3	-	-	-	1.7	0.3		
<b>TOTAL POROSIDAD</b>	3.7	2.7	5.5	1.3	0.3	5.9	0.7	10.5	11.1	6.1	4.8		
Tamaño de grano (f=fino; m=medio; U/L= superior/inferior)	fU-mL	fU	mU	fU	fU	fL-fU	fU	mL	mL-mU	fU	-		
Selección (mb=muy buena; b=buena; mod=moderada; p=pobre)	p	mod-p	p	mod-p	p	mod	mod	p	mod	mod-p	-		

**Tabla 10.5.** Composición modal de las areniscas de la Fm. Camarillas en la subcuenca de Aliaga: +=presencia; -=no cuantificable; Qm, F, Lt son los componentes usados en el diagrama de Dickinson, 1985 (Fig. 10.6.2).

Fm. Camarillas (Subcuenca Aliaga)							
Muestra:	AB.Cm.2 %	AB.Cm.3 %	AB.Cm.4 %	AB.Cm.5 %	AB.Cm.7 %	media	
Cuarzo monocristalino, ext. recta < 5° (Qm)	9.5	9.3	4.7	5.0	8.3	7.4	
Cuarzo monocristalino, ext. ondulante > 5° (Qm)	28.5	39.0	41.2	42.1	38.2	37.8	
Cuarzo policristalino 2-3 unidades (Lt)	4.8	8.5	7.5	3.7	6.9	6.3	
Cuarzo policristalino +3 unidades (Lt)	0.3	4.8	3.2	4.5	3.6	3.3	
Chert (Lt)	0.3	0.3	0.2	2.4	0.6	0.7	
Feldespato K (F)	7.3	21.2	20.4	19.0	18.6	17.3	
Plagioclasa (F)	0.3	-	-	-	1.1	0.3	
Biotita	-	-	-	-	-	-	
Moscovita	0.5	-	1.2	1.3	0.8	0.8	
Minerales pesados	-	-	+	+	-	-	
Turmalina	-	0.3	-	0.3	0.6	0.2	
FR. Metamórfico medio grado (Lt)	-	-	1.0	-	0.6	0.3	
FR. Metamórfico bajo grado (Lt)	-	-	-	-	-	-	
FR. Plutónico (Lt)	-	+	-	0.3	0.8	0.2	
FR. Sedimentario (roca carbonática) (Lt)	-	-	-	-	-	-	
Cantos blandos	-	0.8	0.5	3.7	-	1.0	
<b>TOTAL ESQUELETO</b>	<b>51.4</b>	<b>84.1</b>	<b>80.1</b>	<b>82.3</b>	<b>80.0</b>	<b>75.6</b>	
[Cemento Cuarzo]	-	3.2	2.5	0.8	1.4	1.6	
[Cemento carbonático]	28.7	+	-	1.6	-	6.1	
[Ftos reemplazados por carbonatos]	-	-	-	+	-	-	
[Cemento óxidos Fe]	15.6	0.5	8.2	-	0.3	4.9	
[Cemento de caolín]	1.5	1.1	3.5	3.7	2.2	2.4	
[Coating arcilloso]	-	-	-	-	5.3	1.1	
<b>TOTAL CEMENTOS</b>	<b>45.8</b>	<b>4.8</b>	<b>14.2</b>	<b>6.1</b>	<b>9.1</b>	<b>16.0</b>	
Matriz reemplazando Ftos (epimatríz)	-	-	1.0	2.1	-	0.6	
Pseudomatriz	2.8	1.1	3.0	2.9	1.4	2.2	
<b>TOTAL MATRIZ</b>	<b>2.8</b>	<b>1.1</b>	<b>4.0</b>	<b>5.0</b>	<b>1.4</b>	<b>2.8</b>	
Porosidad intergranular	-	4.3	-	0.3	4.1	1.7	
Intragranular en Ftos	-	-	-	-	-	-	
Intragranular en caolín	-	3.9	1.4	6.3	2.9	2.9	
Agrandada	-	0.2	0.3	-	1.4	0.4	
Otros (alargada,...)	-	1.7	-	-	1.0	0.5	
<b>TOTAL POROSIDAD</b>	<b>-</b>	<b>10.1</b>	<b>1.7</b>	<b>6.6</b>	<b>9.4</b>	<b>5.6</b>	
Tamaño de grano (f=fino; m=medio; U/L= superior/inferior)	fU-mL	mU	mL	mL-mU	mL-mU	-	
Selección (mb=muy buena; b=buena; mod= moderada; p=pobre)	mod	mod	mod-p	p	mod	-	

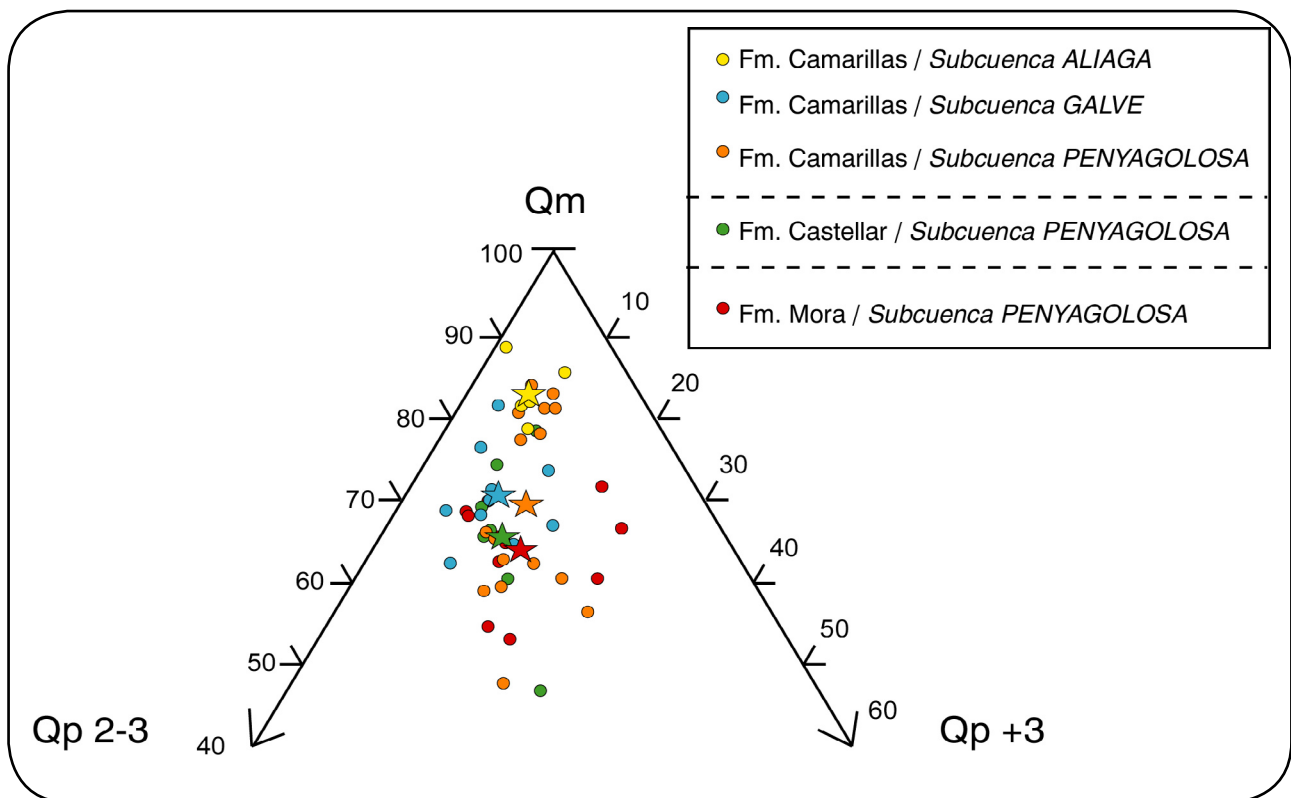


## 10.2.- Tipos de cuarzoz

### 10.2.1.- Cuarzo monocristalino y policristalino

Las relaciones entre el cuarzo monocristalino y el policristalino (de 2-3 individuos y de más de 3) son muy parecidas para todas las areniscas estudiadas (Fig. 10.2.1). En la **Fm. Mora** predomina el cuarzo monocristalino sobre los policristalinos (media=  $Qm_{64}$   $Qp2-3_{22}$   $Qp+3_{14}$ ;  $Qm$ : cuarzo monocristalino,  $Qp2-3$ : cuarzo policristalino con 2 o 3 cristales,  $Qp+3$ : cuarzo policristalino con más de 3 cristales). Frecuentemente los cuarzoz monocristalinos tienen golfos de corrosión (Fig. 10.2.2-A y B). En la **Fm. Castellar** la distribución media de los tipos de cuarzo es:

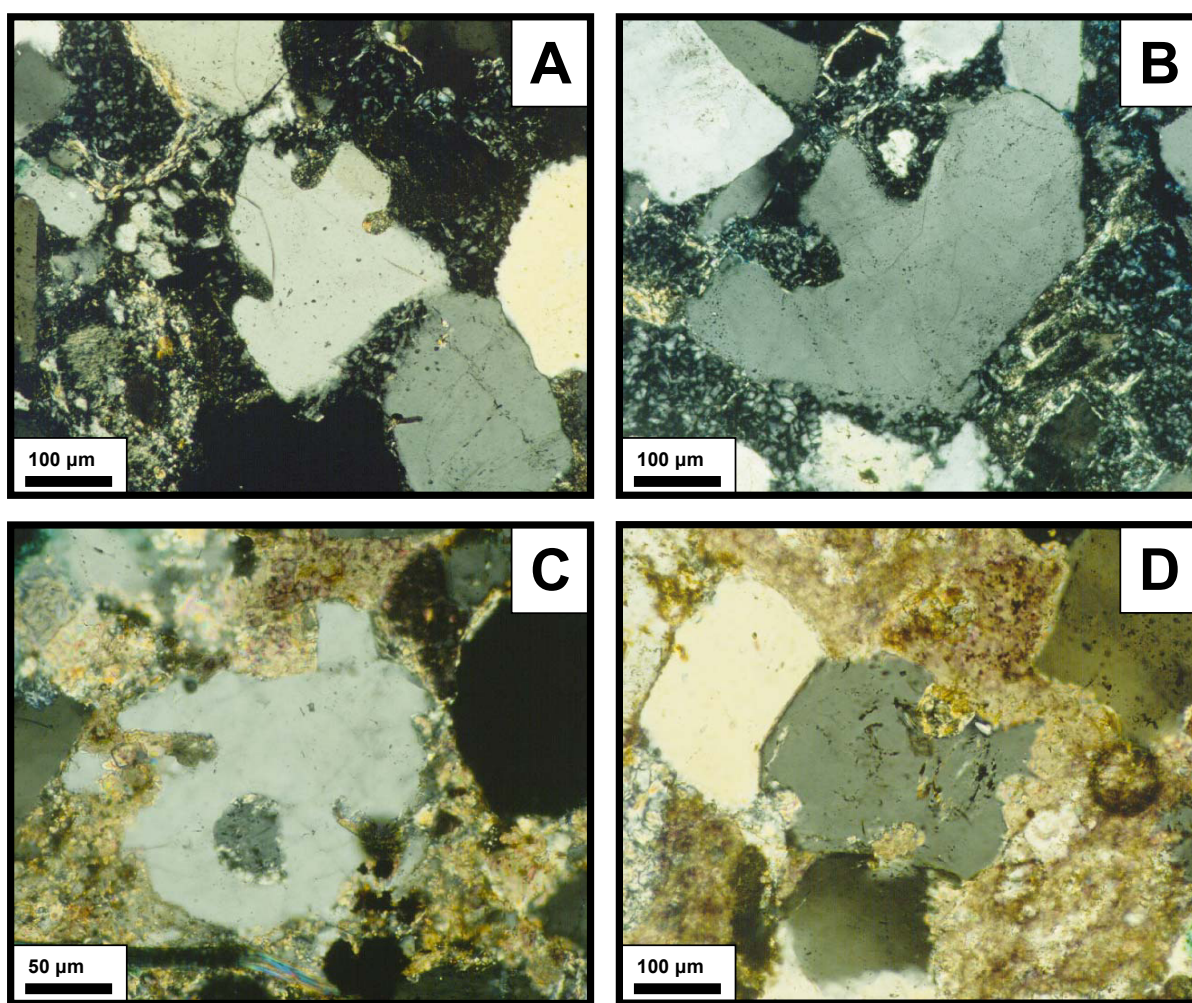
$Qm_{66}$   $Qp2-3_{22}$   $Qp+3_{12}$ , predominando también los cuarzoz monocristalinos sobre los policristalinos. También son frecuentes los golfos de corrosión (Fig. 10.2.2-C y D). En la **Fm. Camarillas** la distribución de los tipos de cuarzo por subcuencas es: En la *subcuenca de Penyalgosa*:  $Qm_{69}$   $Qp2-3_{19}$   $Qp+3_{13}$ ; en la *subcuenca de Galve*:  $Qm_{70}$   $Qp2-3_{21}$   $Qp+3_9$ ; y en la *subcuenca de Aliaga*:  $Qm_{83}$   $Qp2-3_{11}$   $Qp+3_6$ . Como puede observarse en todas las subcuencas predominan los cuarzoz monocristalinos sobre los policristalinos.



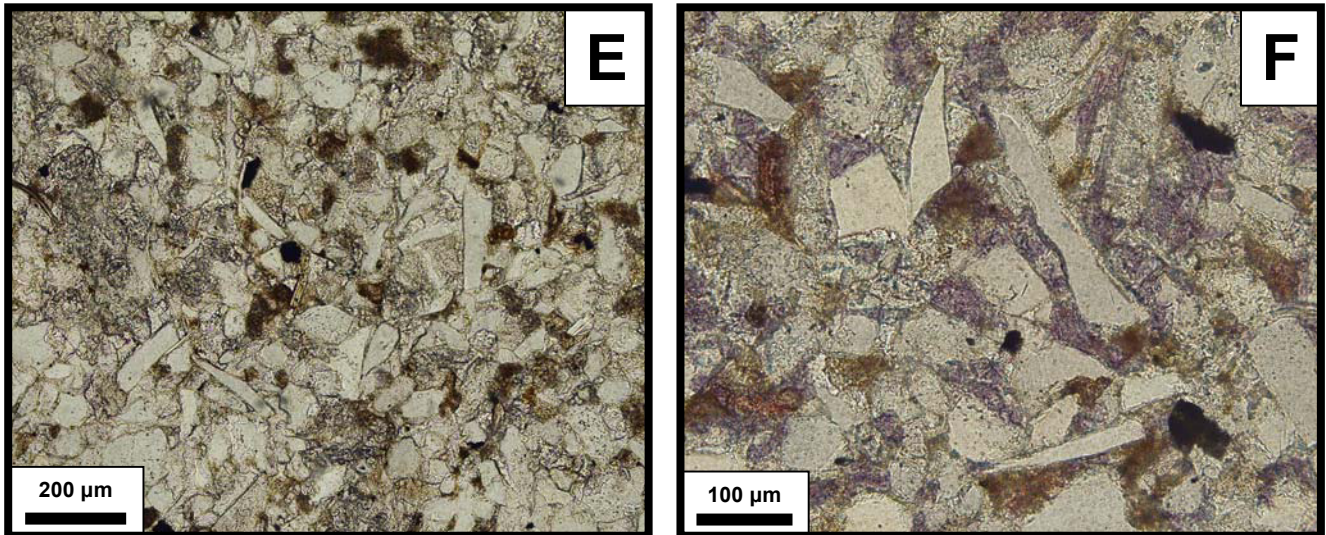
**Figura 10.2.1.** Diagrama triangular donde se representan los distintos tipos de cuarzo:  $Qm$ = cuarzo monocristalino (extinción recta y ondulante);  $Qp_{2-3}$ = Cuarzos policristalinos con 2 o 3 individuos o cristales;  $Qp_{+3}$ = Cuarzos policristalinos con más de 3 cristales (incluye los granos de chert). La estrella representa el valor medio para cada formación.

Algunas de las muestras de las formaciones **Castellar** y **Camarillas** que presentan cuarzos monocristalinos con golfos de corrosión, también presentan fragmentos de cuarzos muy angulosos en forma de esquirla, e incluso aciculares (restos de silcretas?; cfr. Summerfield, 1983; Fig. 10.2.2-E y F).

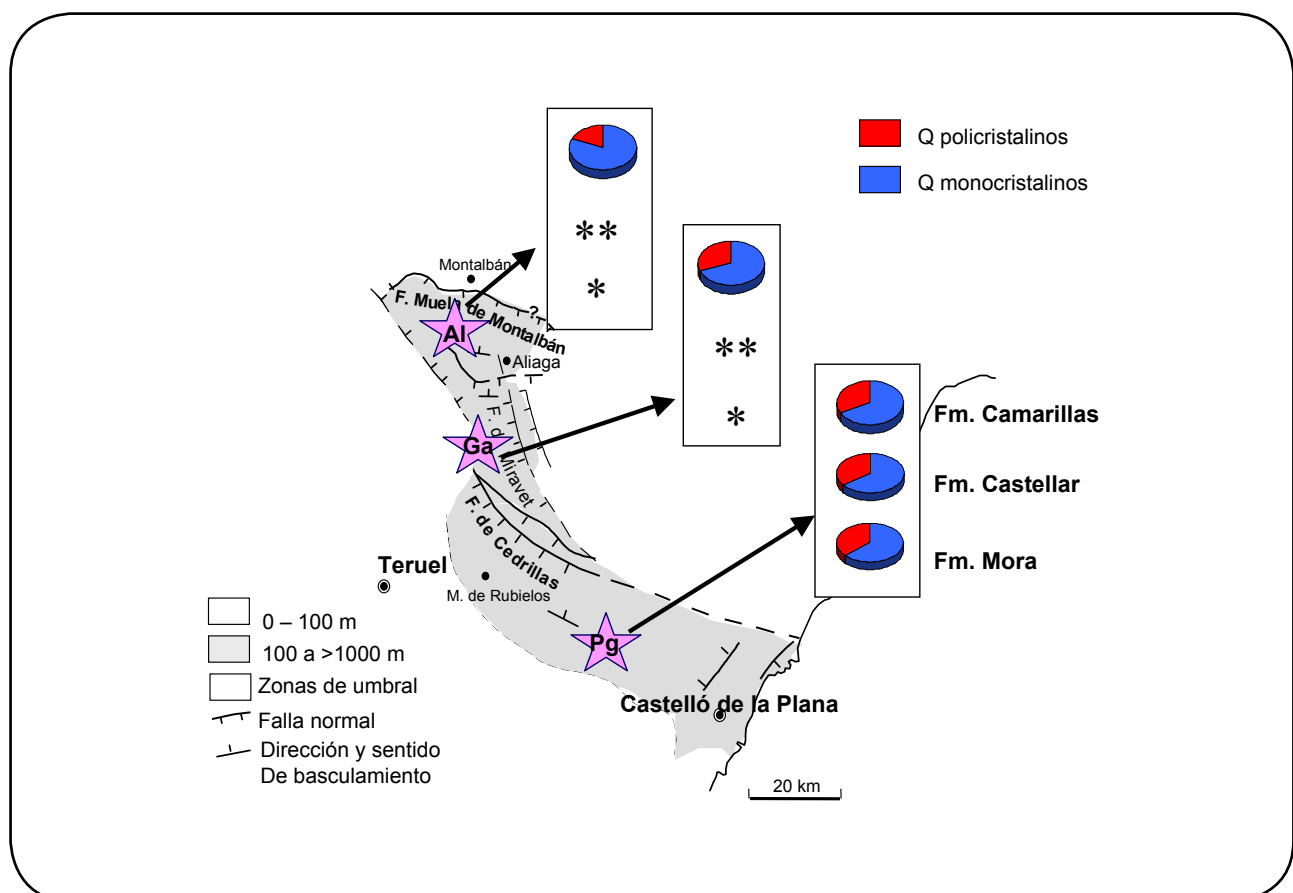
Por lo tanto, para todas las areniscas estudiadas se observa una mayor proporción de cuarzo monocristalino respecto al policristalino (Fig. 10.2.3), con tendencia a aumentar el monocristalino hacia el NO, es decir, hacia la *subcuenca de Aliaga*.



**Figura 10.2.2.** Fotografías de microscopio petrográfico para los diferentes tipos de granos de cuarzo: (A) y (B) Detalle de los golfos de corrosión en los cuarzos monocristalinos de la Fm. Mora, (C) y (D) Los golfos de corrosión también aparecen en los cuarzos monocristalinos de la Fm. Castellar.



**Figura 10.2.2 (continuación).** (E) y (F) Aspecto de los niveles con cuarzós angulosos y en esquirla de la Fm. Castellar.



**Figura 10.2.3.** Comparación entre la proporción relativa de cuarzo monocristalino (extinción recta y ondulante) frente al cuarzo policristalino (2-3 y + 3 individuos). Se observa el predominio de los cuarzós monocristalinos sobre los policristalinos en todas las subcuencas estudiadas. \* La Fm. Mora sólo aflora en la subcuenca de Penyalgosa (Pg). \*\* Las areniscas de la parte inferior de la Fm. Castellar sólo afloran en la subcuenca de Penyalgosa (Pg) y no en la de Galve (Ga) y Aliaga (Al).



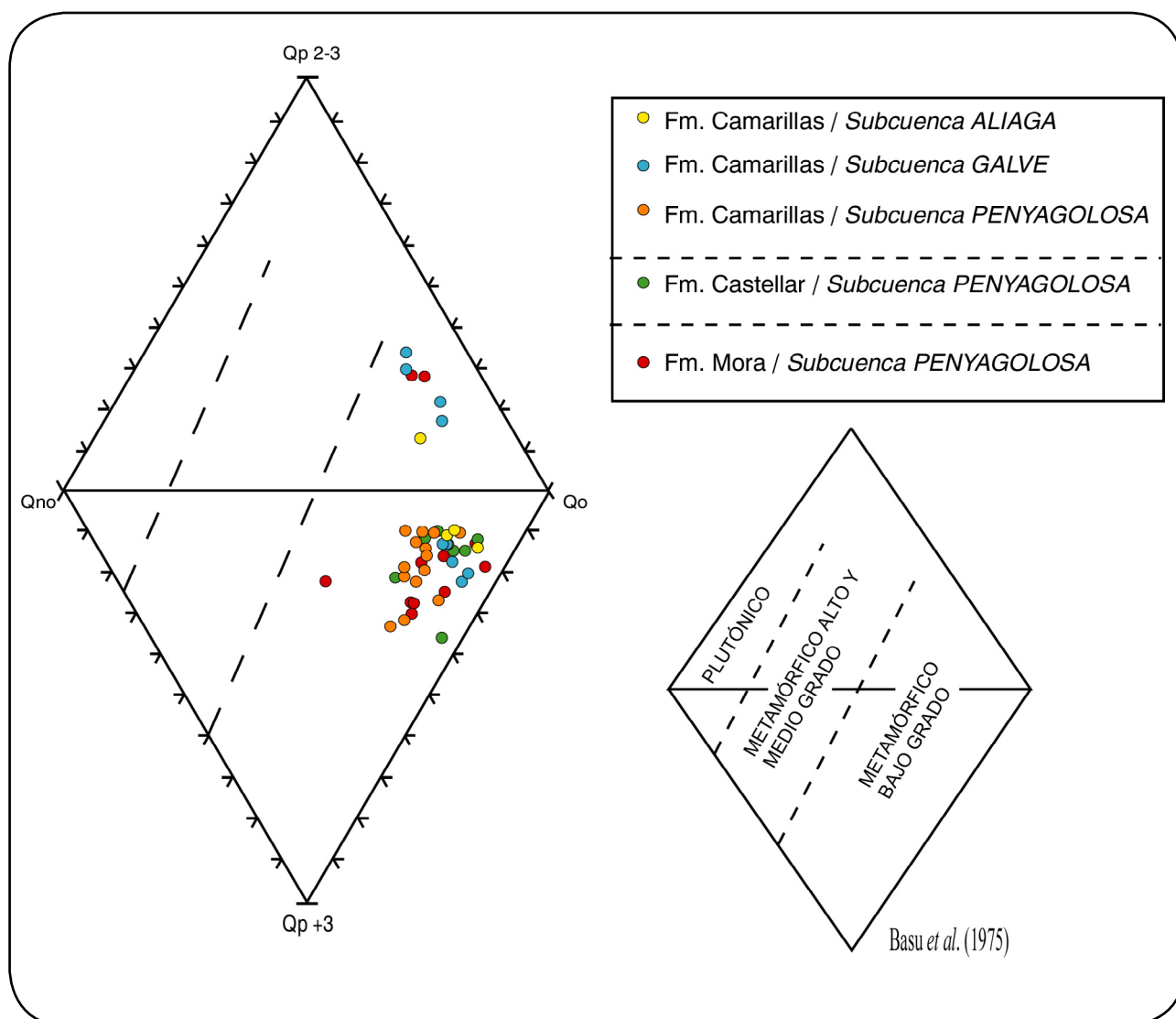
### 10.2.2.- Tipos de cuarzo según Basu *et al.* (1975)

La representación de los datos en el diagrama de Basu *et al.* (1975) permite estudiar las relaciones entre los principales tipos de granos de cuarzo, con la particularidad de que distingue entre el cuarzo monocrystalino con extinción ondulante y no ondulante. De esta forma, en la Figura 10.2.4 se observa que en las areniscas de las tres formaciones estudiadas predominan los cuarzoes monocrystalinos con extinción ondulante sobre los de extinción recta. No se aprecian grandes diferencias entre las distintas subcuencas para la **Fm. Camarillas**, únicamente, se puede destacar

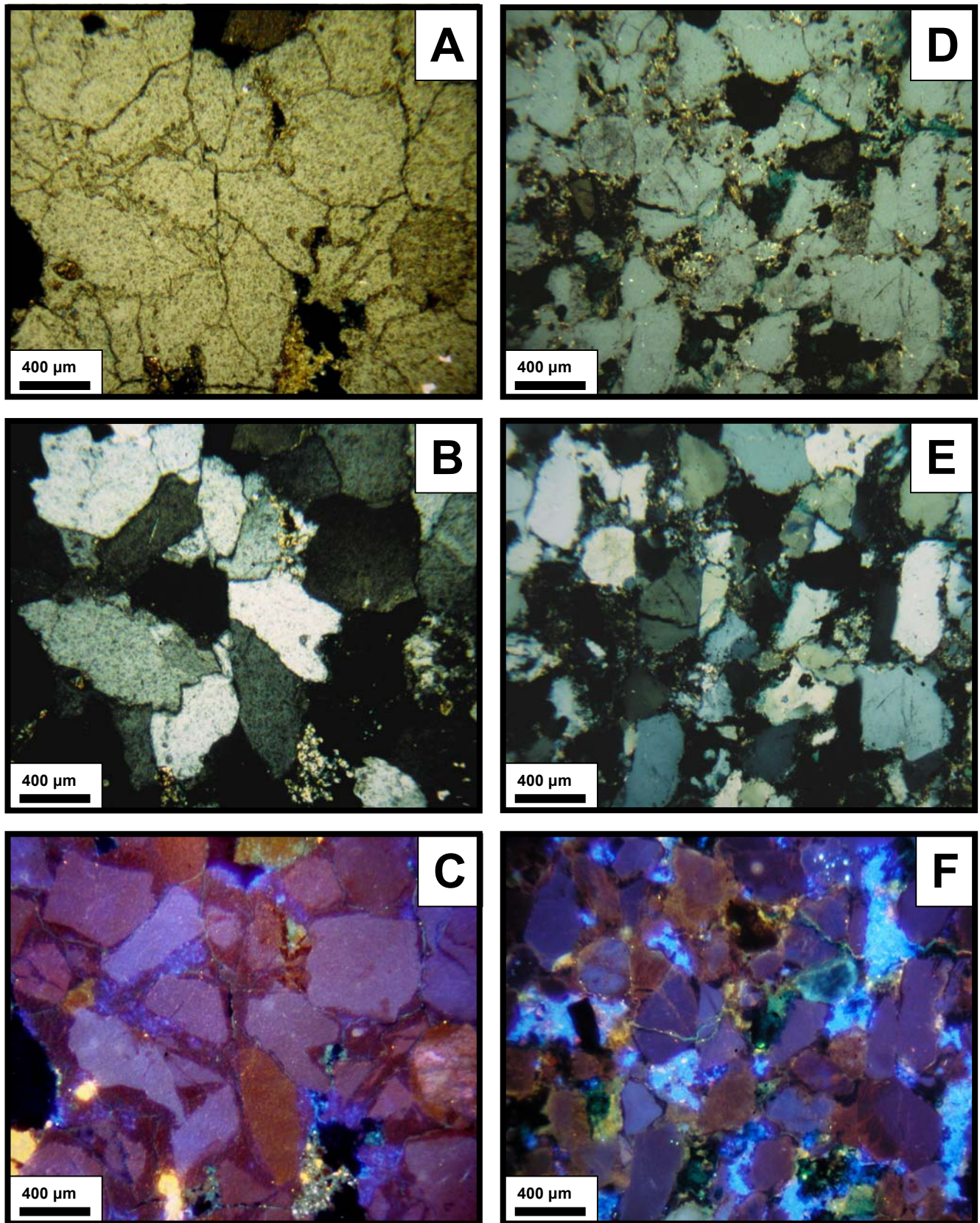
que en la *subcuenca de Penyagolosa*, los cuarzoes policristalinos son todos con más de 3 cristales o individuos.

### 10.2.3.- Datos de catodoluminiscencia “caliente”

El estudio de los granos de cuarzo mediante catodoluminiscencia caliente ha permitido observar los colores de luminiscencia que presentan los granos de cuarzo en las distintas formaciones. En la **Fm. Mora** la mayoría de los cuarzoes presentan colores de luminiscencia violeta (origen ígneo; Ramseyer *et al.*, 1988) y marrones (origen metamórfico; Ramseyer

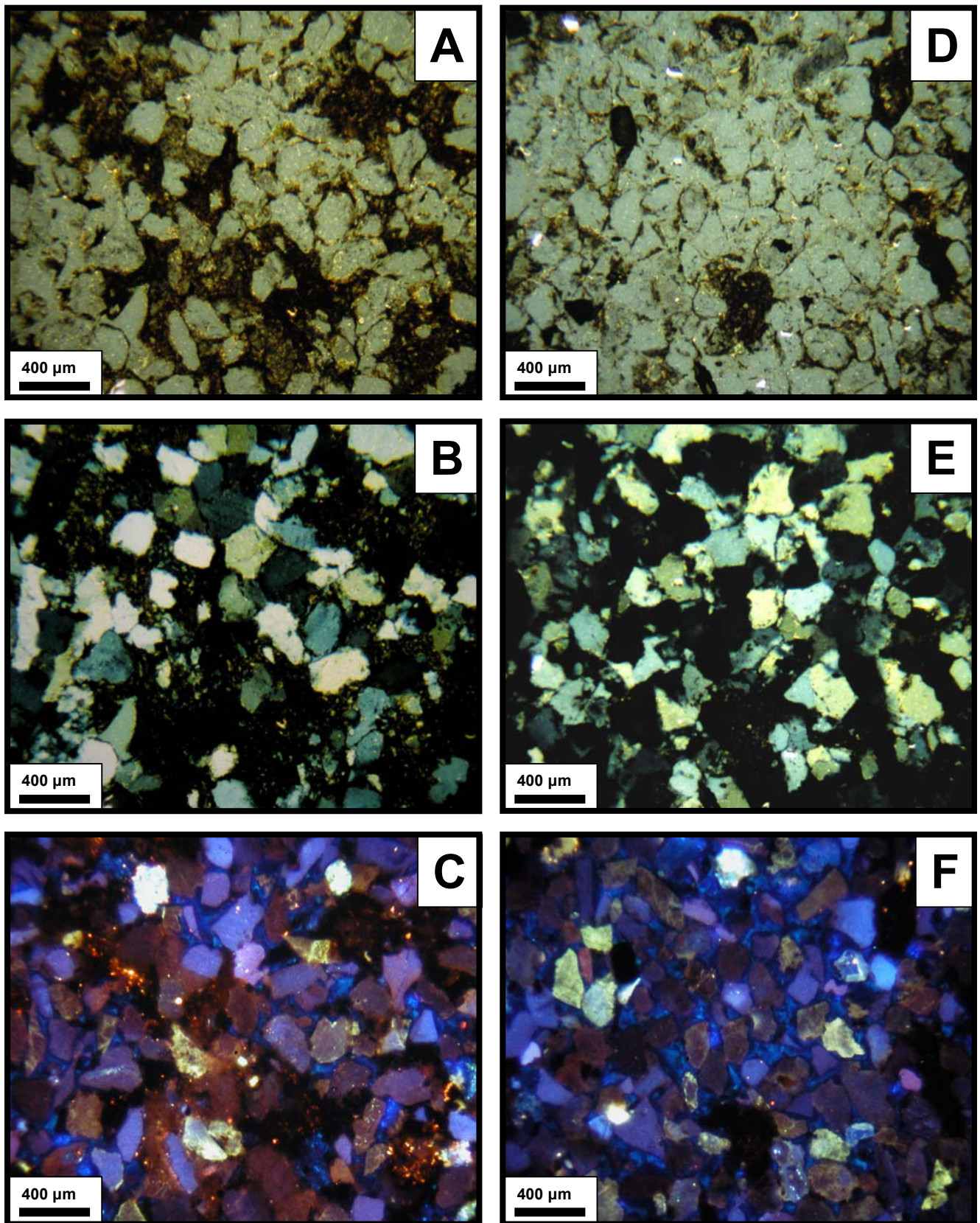


**Figura 10.2.4.** Diagrama de Basu *et al.* (1975) donde se consideran los distintos tipos de cuarzoes: Qno= Cuarzo monocrystalino con extinción recta; Qo= Cuarzo monocrystalino con extinción ondulante; Qp<sub>2-3</sub>= Cuarzoes policristalinos con 2 o 3 individuos o cristales; Qp<sub>+3</sub>= Cuarzoes policristalinos con más de 3 cristales (incluye los granos de chert).



**Figura 10.2.5.** Fotografías de los tipos de granos de cuarzo de la Fm. Mora mediante cátodoluminiscencia “caliente”. (A) nícoles paralelos, (B) nícoles cruzados, (C) con cátodoluminiscencia “caliente” se observa que aparecen predominantemente cuarzoes de color violeta y de forma más subordinada marrones; (D) nícoles paralelos (E) nícoles cruzados (F) con cátodoluminiscencia “caliente” se observa también que la mayoría de cuarzoes tienen luminiscencia violeta sobre la marrón. Los colores azul brillante corresponden a cemento de caolín.



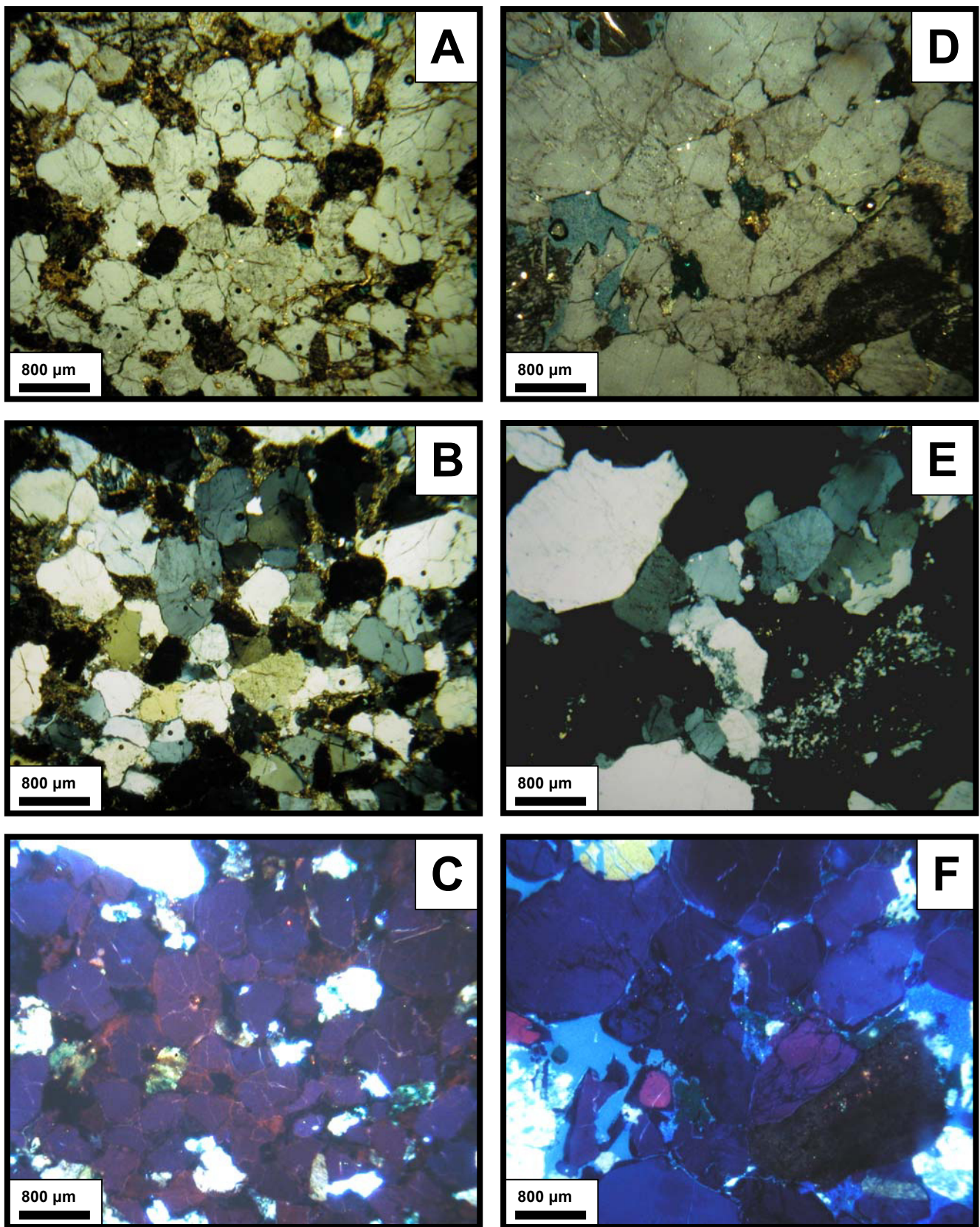


**Figura 10.2.6.** Fotografías de los tipos de granos de cuarzo de la Fm. Castellar mediante cátodoluminiscencia caliente. (A) nícoles paralelos, (B) nícoles cruzados, (C) con cátodoluminiscencia caliente se observa que aparecen cuarzos de color violeta y marrón, siendo estos últimos más abundantes que en la Fm. Mora; (D) nícoles paralelos (E) nícoles cruzados (F) con cátodoluminiscencia caliente se observa también que la mayoría de cuarzos tienen luminiscencia violeta y marrón. Observar que aparecen algunos granos de cuarzo con colores amarillo-marrón.



*et al.*, 1988; Fig. 10.2.5). En la **Fm. Castellar**, también aparecen cuarzos con colores de luminiscencia violeta y marrones (Fig. 10.2.6) y, ocasionalmente, se han observado algunos con colores marrón-amarillento (procedente de venas hidrotermales; com. pers., Ramseyer). En las areniscas de ambas formaciones, los cuarzos con luminiscencia violeta y marrón

son aparentemente igual de abundantes, aunque en la **Fm. Castellar**, parece que predominan ligeramente los marrones sobre los violetas. En cambio, en la **Fm. Camarillas** la mayoría de los cuarzos presentan colores de luminiscencia violetas, siendo mucho menos frecuentes los cuarzos con colores marrones (Fig. 10.2.7).



**Figura 10.2.7.** Fotografías de los tipos de granos de cuarzo de la Fm. Camarillas mediante cátodoluminiscencia caliente. (A) nícoles paralelos, (B) nícoles cruzados, (C) con cátodoluminiscencia caliente se observa que los cuarzoes de color violeta; (D) nícoles paralelos (E) nícoles cruzados (F) con cátodoluminiscencia caliente se observa también que la mayoría de cuarzoes tienen luminiscencia violeta-azulada.

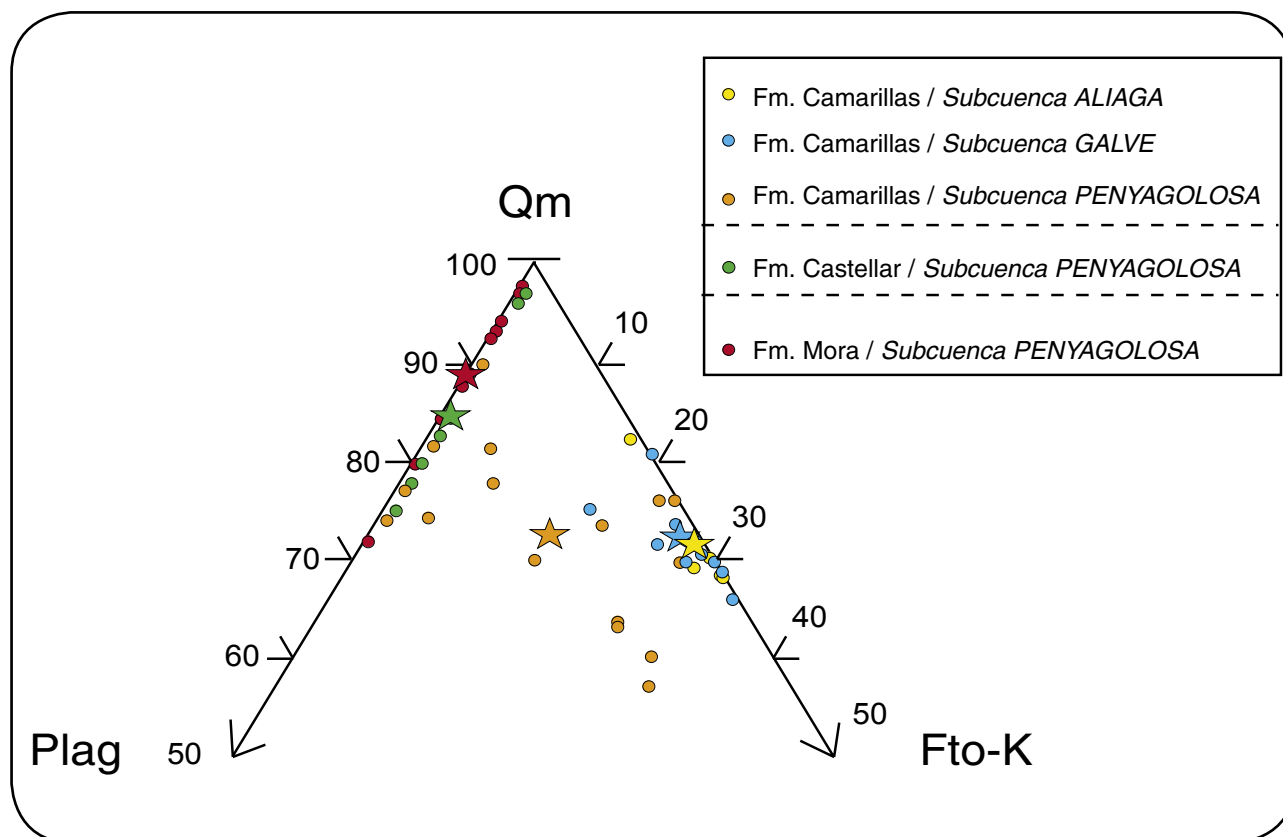
### 10.3.- Tipos de feldespatos

En la **Fm. Mora** los granos de plagioclasa son relativamente abundantes (0,9-13%; media= 5,5%) (Fig. 10.3.1) y muestran diferentes grados de alteración, apareciendo exclusivamente clastos sin maclado (Fig. 10.3.2-A y B). En estas areniscas, destaca la ausencia de feldespato-K.

Al igual que en la **Fm. Mora**, los feldespatos cuantificados mediante el análisis modal en la **Fm. Castellar** son exclusivamente plagioclasa (1,2-9,4%; media= 6,1%) (Fig. 10.3.1), sin embargo, aparecen tanto plagioclasas idiomorfas con maclado polisintético (en ocasiones deformado), como plagioclasas sin maclado que en ocasiones tienen mayor tamaño (Fig. 10.3.2-C y D). Estas plagioclasas pueden aparecer englobadas en arcillas de composición clorítica.

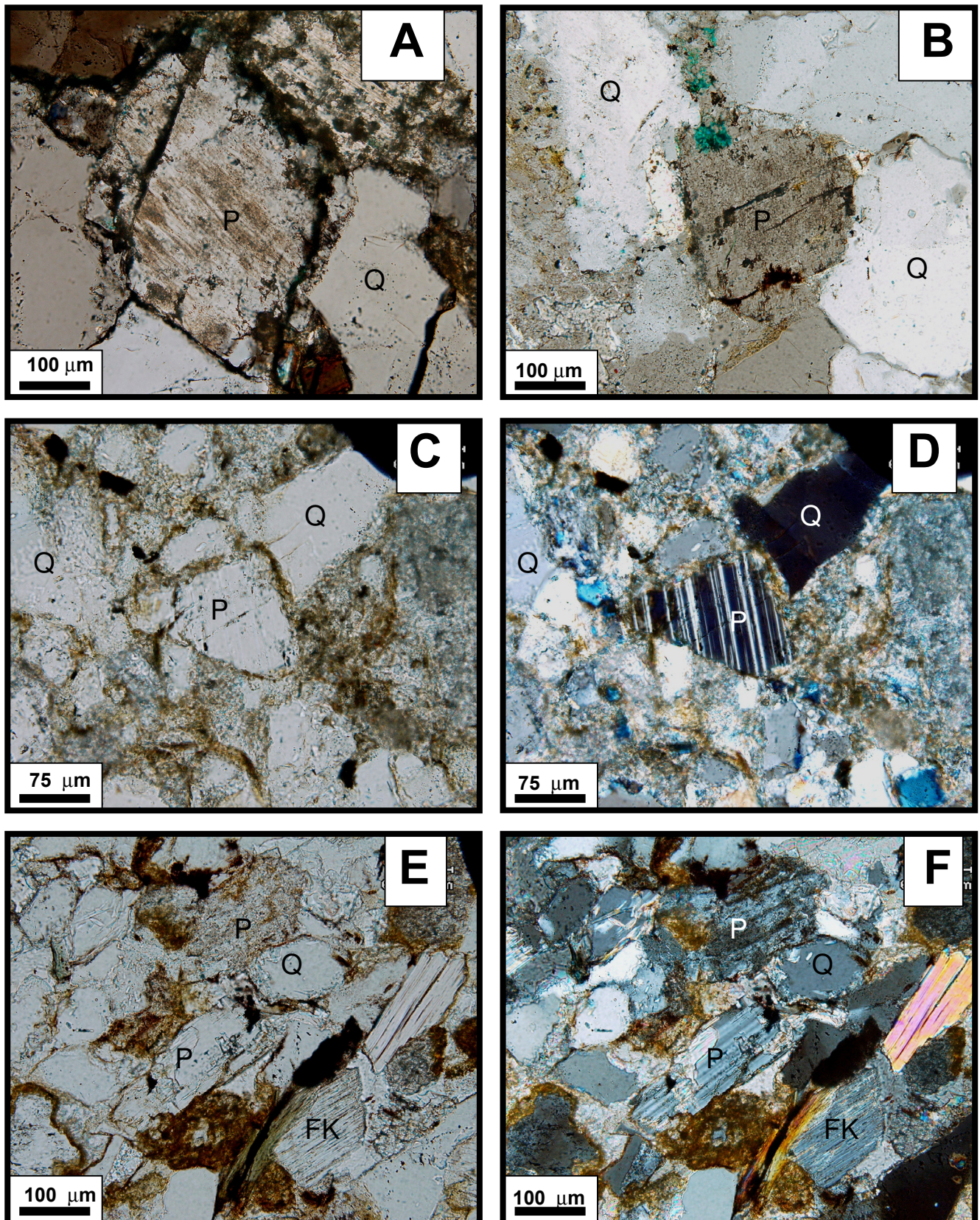
En las areniscas de la **Fm. Camarillas**, en la *subcuenca de Penyagolosa*, los feldespatos

incluyen tanto variedades potásicas (ortosa, microclina) (<17,7%; media= 8,2%) como plagioclasa (<10,9%; media= 6%). Así, se observa en el gráfico Qm (cuarzo monocristalino), P (plagioclasa), FK (feldespato potásico) (Fig. 10.3.1) que las areniscas de la *subcuenca de Penyagolosa* pueden llegar a tener un contenido bajo en feldespato potásico, o incluso no aparecer, predominando la plagioclasa. En la *subcuenca de Galve*, el contenido en feldespato-K (ortosa y microclina) (Fig. 10.3.2-E y F) es más abundante que para la *subcuenca de Penyagolosa* (8,4-21,2%; media= 15,1%), con una presencia muy subordinada en plagioclasa (<4%; media= 0,9%). En la *subcuenca de Aliaga*, el contenido en feldespato-K (ortosa y microclina) también es más abundante que para la *subcuenca de Penyagolosa* (7,3-21,2%; media= 17,3%), con una escasa abundancia en plagioclasa (<1,1%; media= 0,3%).



**Figura 10.3.1.** Diagrama triangular para el cuarzo monocristalino con extinción recta y ondulante (Qm), el feldespato-K (Fto-K) y plagioclasa (Plag). La estrella representa el valor medio para cada formación.



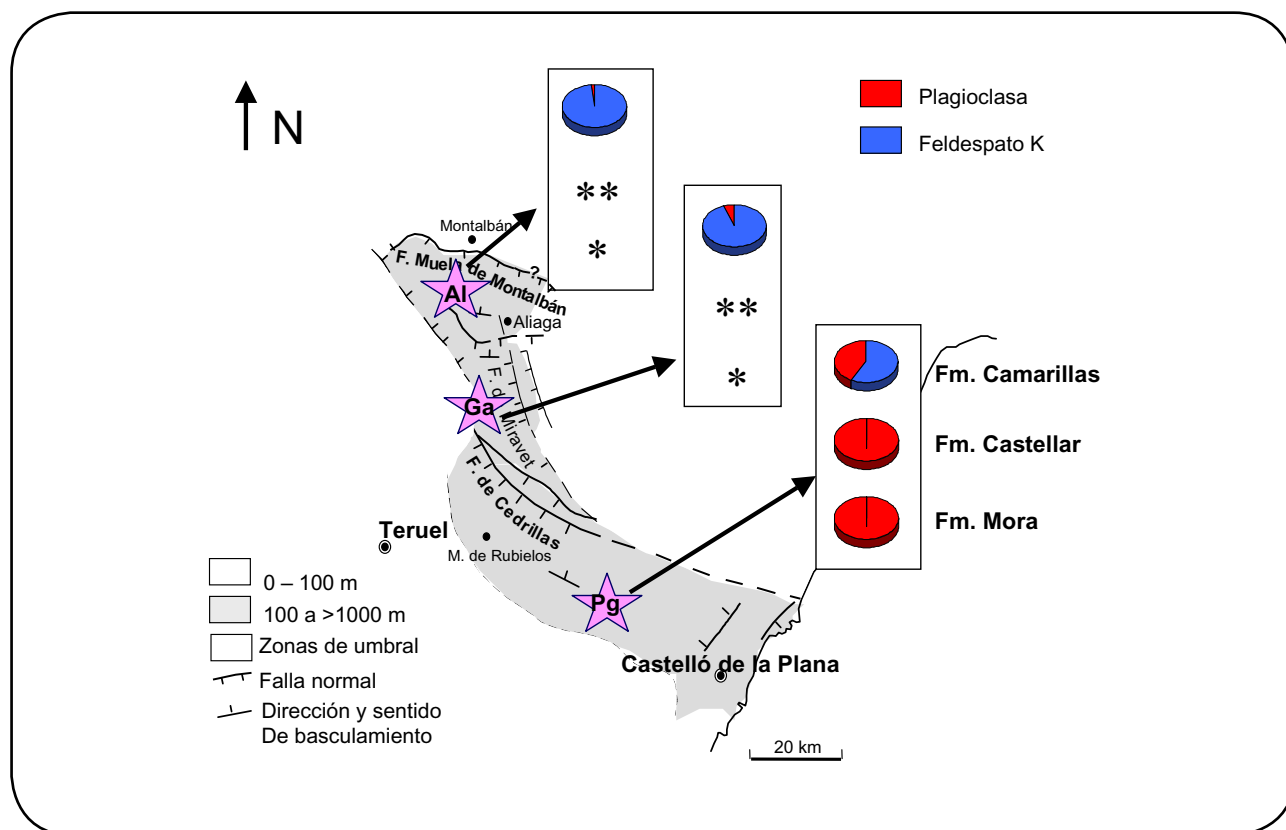


**Figura 10.3.2.** Fotografías de microscopio petrográfico para los diferentes tipos de feldespatos: (A) y (B) Plagioclasas sin maclado, típicas de las areniscas de la Fm. Mora que presentan un aspecto sucio y poca alteración a minerales de la arcilla, (C) y (D) Plagioclasea con maclado polisintético de la Fm. Castellar (nícoles paralelos y cruzados, respectivamente), (E) y (F) Feldespato-K y plagioclasea con maclado de las areniscas de la Fm. Camarillas (nícoles paralelos y cruzados, respectivamente). Q: Cuarzo; P: Plagioclasea; FK: Feldespato-K.



Respecto a la distribución del feldespato en las subcuencas estudiadas se ha observado que el contenido en feldespato-K aumenta abruptamente hacia el techo de la serie compuesta por las tres

formaciones estudiadas (**Fm. Camarillas**) y la plagioclasa disminuye, presentando las areniscas de **Camarillas** en la *subcuenca de Aliaga* la menor cantidad de plagioclasa (Fig. 10.3.3).

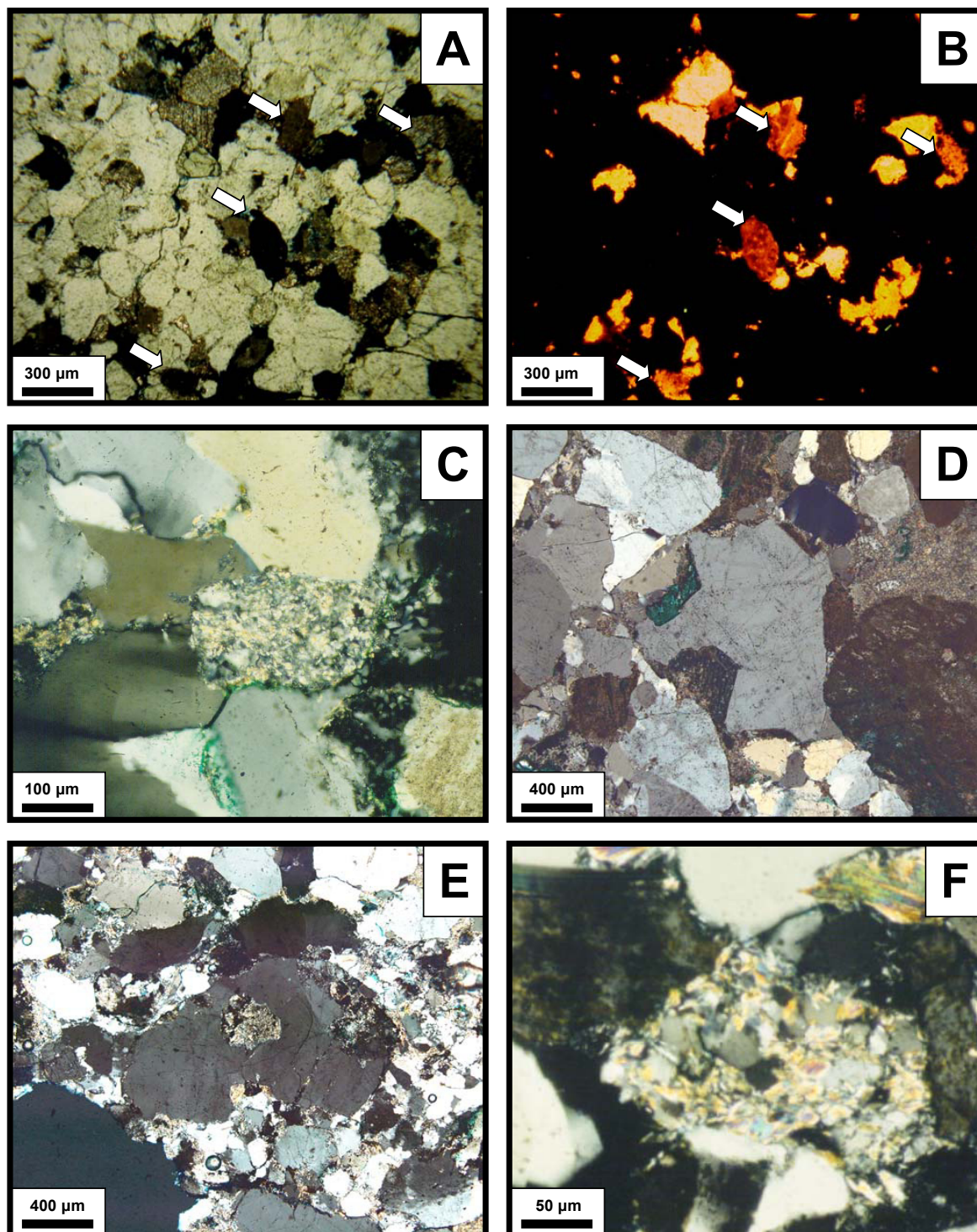


**Figura 10.3.3.** Comparación entre la proporción relativa de feldespato-K y plagioclasa. Se observa la presencia exclusiva de plagioclasa en las formaciones Mora y Castellar y como aumenta la proporción relativa de feldespato-K en la Fm. Camarillas, disminuyendo el contenido en plagioclasa hacia las subcuencas del Norte. \* La Fm. Mora sólo aflora en la subcuenca de Penyagolosa (Pg). \*\* Las areniscas de la parte inferior de la Fm. Castellar sólo afloran en la subcuenca de Penyagolosa (Pg) y no en la de Galve (Ga) y Aliaga (Al).

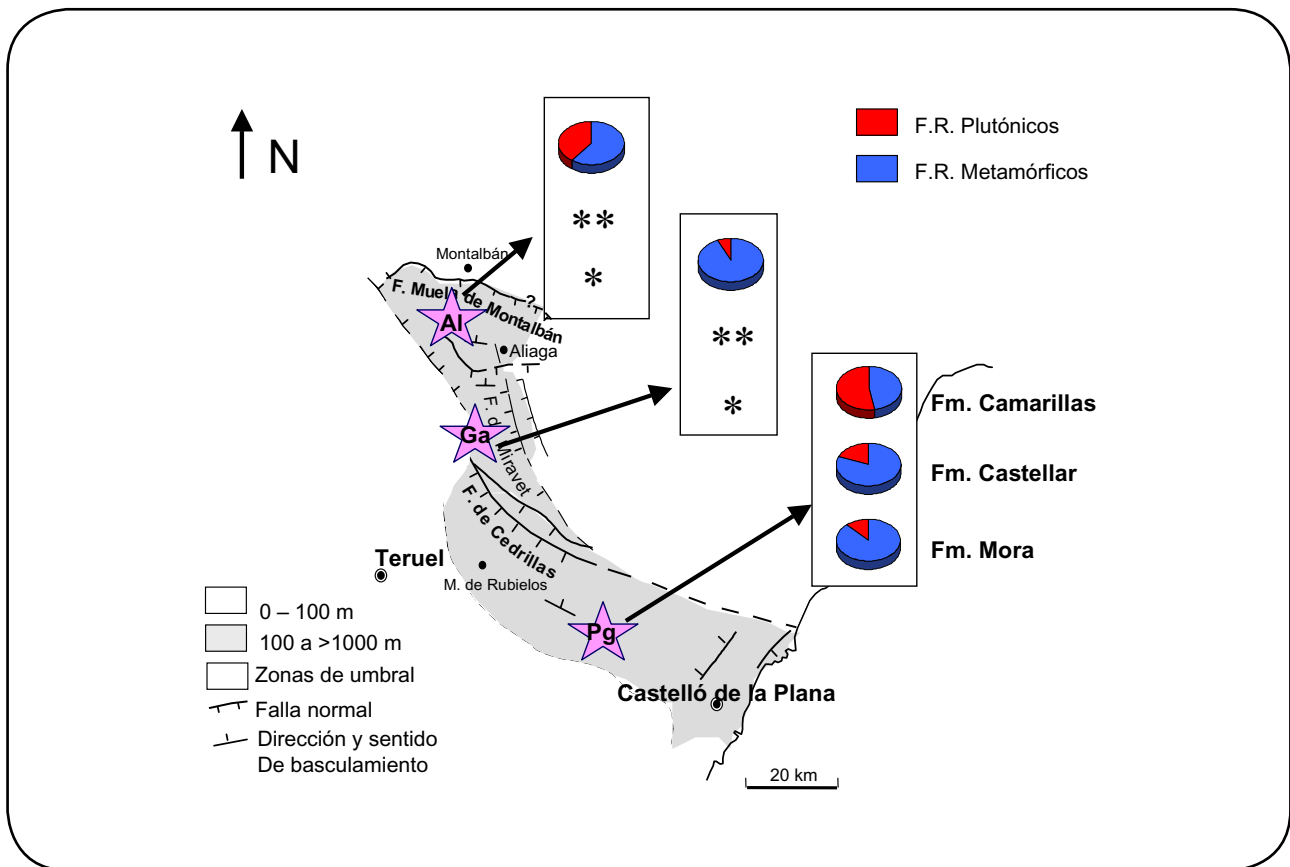
#### 10.4.- Tipos de fragmentos de roca

Los fragmentos de roca dominantes en la **Fm. Mora** son los metamórficos de medio (0,3-5,4%; media= 2,3%) y bajo grado (<3,5%). Ocasionalmente también se han observado

algunos fragmentos de roca micríticos (Fig. 10.4.1-A y B). En la **Fm. Castellar** predominan los fragmentos de roca metamórficos de medio grado con valores medios de 0,6-3% (media= 1,6%) y los de bajo grado <1% (Fig. 10.4.1-C). Los intraclastos arcillosos pueden ser



**Figura 10.4.1.** Fotografías de microscopio petrográfico para los diferentes tipos de fragmentos de roca: (A) y (B) Fragmentos de roca micríticos de la Fm. Mora (nícoles paralelos y con CL, respectivamente), (C) Fragmento de roca metamórfico de bajo grado (Fm. Castellar, nícoles cruzados), (D) y (E) Fragmentos de roca plutónicos (Fm. Camarillas, nícoles cruzados), (F) Fragmento de roca metamórfico de medio grado (Fm. Camarillas, nícoles cruzados).



**Figura 10.4.2.** Comparación entre la proporción relativa de fragmentos de roca plutónica y metamórficos. Se observa como los plutónicos aumentan desde la Fm. Mora hacia la Fm. Camarillas, donde predominan sobre los metamórficos, excepto en la subcuenca de Galve. \* La Fm. Mora sólo aflora en la subcuenca de Penyagolosa (Pg). \*\* Las areniscas de la parte inferior de la Fm. Castellar sólo afloran en la subcuenca de Penyagolosa (Pg) y no en la de Galve (Ga) y Aliaga (Al).

abundantes (hasta un 9,9%; media= 3,2%) y en cantidades más accesorias aparecen fragmentos de roca plutónica (media <0,5%). En cambio, los fragmentos de roca predominantes en las areniscas de la **Fm. Camarillas** de la *subcuenca de Penyagolosa* son los plutónicos (<8%; media= 1,9%; Fig. 10.4.1-D y E), seguidos por los metamórficos de medio (<4,2%; media= 1,2%; Fig. 10.4.1-F) y de bajo grado (media <1%). En la *subcuenca de Galve*, los fragmentos de rocas son bastante escasos, con valores medios del 1% para los de rocas metamórficas de bajo grado y <1% para los de rocas plutónicas. En la *subcuenca de Aliaga*, los fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado y los de roca plutónica tienen valores medios <1%.

Si comparamos la abundancia de fragmentos de roca metamórficos frente a los plutónicos (Fig. 10.4.2) se observa que en las areniscas de las formaciones **Mora** y **Castellar** son mayoritarios

los metamórficos y, sin embargo, en la **Fm. Camarillas** predominan los plutónicos.

### 10.5.- Otros componentes del esqueleto

Entre los componentes accesorios presentes en la **Fm. Mora** se ha observado moscovita, biotita, turmalina y minerales opacos (media <1%). En la **Fm. Castellar** la biotita, moscovita, los minerales opacos y la turmalina aparecen en pequeñas proporciones (media <1,3%). Y en la **Fm. Camarillas**, los componentes que aparecen en proporciones por debajo del 1% son la moscovita, la turmalina, los minerales opacos y los intraclastos arcillosos.

En todas las areniscas estudiadas también aparecen, en proporciones accesorias, minerales pesados como el circón, algunos gránulos de esfena, apatitos y magnetita.

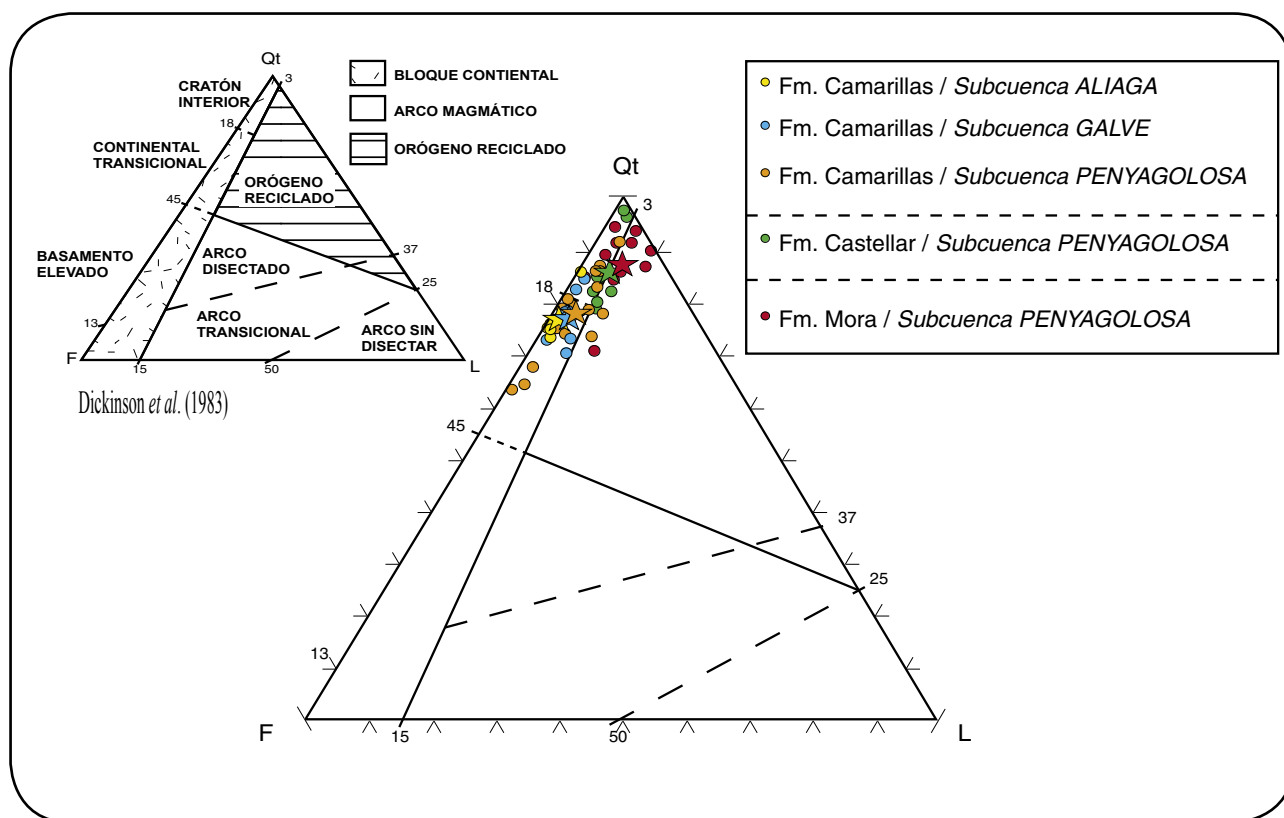
### 10.6.- Diagramas ternarios QFL

Para hacer una primera aproximación a la procedencia, se han empleado los datos obtenidos en el análisis modal de la composición del esqueleto y se han proyectado en los diagrama triangulares propuestos por Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985), que permiten discriminar distintos ambientes geotectónicos relacionados con las posibles áreas de procedencia. Posteriormente, en el apartado de discusión (capítulo 13) se hará una valoración e interpretación de los resultados obtenidos mediante estos diagramas.

Entre los distintos gráficos que proponen estos autores, se ha utilizado el diagrama **Qt** (cuarzo total, incluido *chert*) **F** (suma de feldespato-K y plagioclasa) **L** (fragmentos de roca; Dickinson *et al.*, 1983) (Fig. 10.6.1), donde las areniscas de la **Fm. Mora** se proyectan en el campo de los

“orógenos reciclados” y algunas muestras en el de “bloque continental”, en concreto en el campo de “cratón interior”. Las de **Castellar**, de forma muy similar a las de la **Fm. Mora**, se proyectan en el límite entre el campo de los “orógenos reciclados” y el de “bloque continental”, en concreto en el campo de “cratón interior”. Las areniscas de **Camarillas** de la *subcuenca de Penyagolosa*, *Galve* y *Aliaga* se proyectan en el campo del “bloque continental”, entre el campo de “cratón interior” y el de “continental transicional”.

Debido a que el diagrama de la Figura 10.6.1 no discrimina suficientemente la posible procedencia de las muestras, se ha utilizado el diagrama que enfrenta **Qm** (cuarzo monocristalino), **F** (suma de feldespato-K y plagioclasa) y **Lt** (fragmentos de roca y cuarzo policristalino, incluyendo *chert*; Dickinson, 1985). En este diagrama (Fig. 10.6.2), las areniscas de las formaciones **Mora**

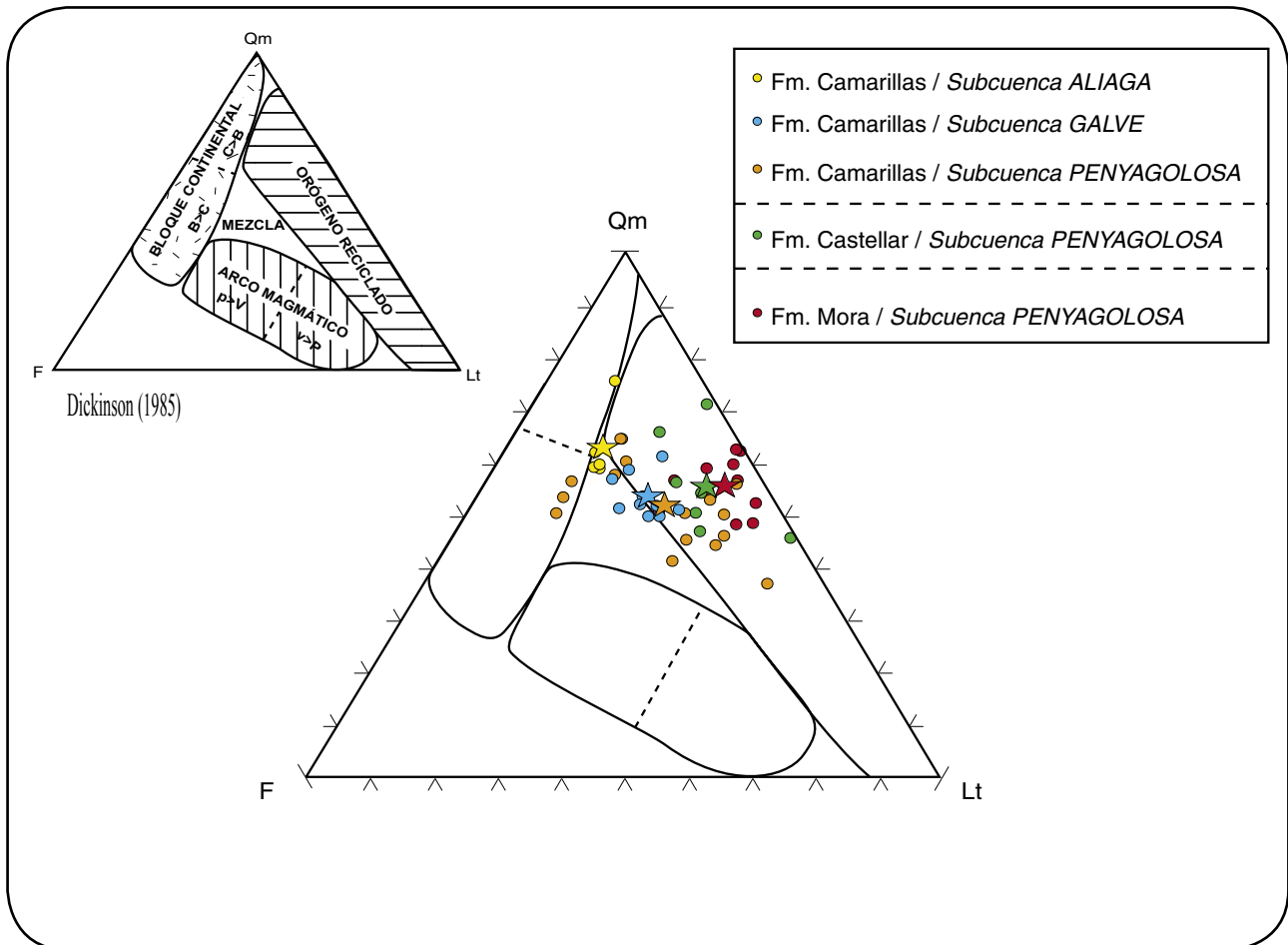


**Figura 10.6.1.** Diagrama triangular Qt-F-L (Dickinson *et al.*, 1983) donde se representa la composición de las areniscas de las formaciones estudiadas: Qt= cuarzo total (incluido *chert*); F= feldespato-K + plagioclasa; L= fragmentos de roca inestables (metamórficos y sedimentarios). La estrella representa el valor medio para cada formación.



y **Castellar** se proyectan en el campo de los “orógenos reciclados”. Y las areniscas de la **Fm. Camarillas** de la *subcuenca de Penyagolosa* y *Galve*, se proyectan en el campo de “mezcla”, cerca del límite con el campo de los “orógenos

reciclados”. Las areniscas de la *subcuenca de Aliaga*, se proyectan también en el campo de “mezcla”, pero cerca del límite con el campo del “bloque continental”.



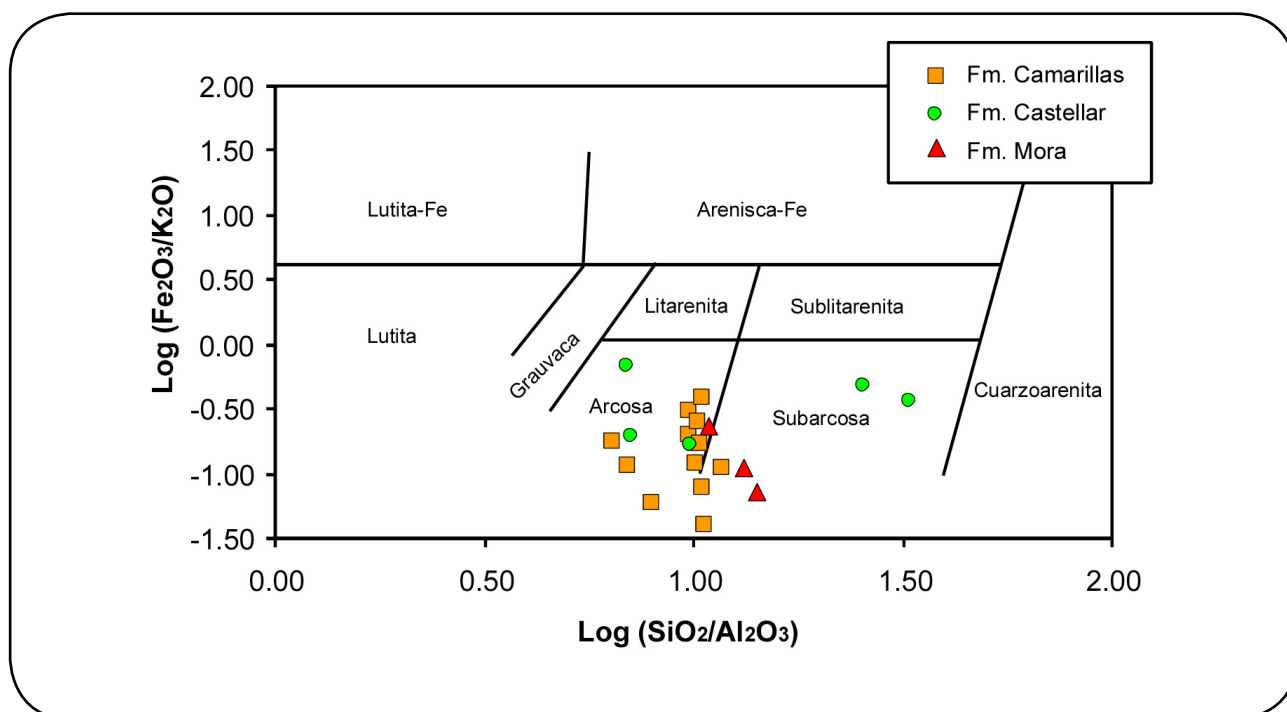
**Figura 10.6.2.** Diagrama triangular Qm-F-Lt (Dickinson, 1985) donde se representa la composición de las areniscas de las formaciones estudiadas: Qm= cuarzo monocristalino (extinción recta y ondulante); F= feldespato-K + plagioclasa; Lt= fragmentos de roca + cuarzo policristalino + chert; B= basamento elevado; C= cratón estable; P= fuente plutónica; V= fuente volcánica. La estrella representa el valor medio para cada formación.

## 11.- Composición química de las areniscas

### 11.1.- Elementos mayores

La concentración de elementos mayores en las areniscas analizadas queda recogida en la Tabla 11.1. Mediante la clasificación geoquímica de Herron (1988) las areniscas del Cretácico inferior en las tres formaciones estudiadas se clasifican como arcosas y subarcosas (Fig.

11.1.1). Las areniscas de la **Fm. Castellar** son las que presentan una mayor dispersión, con alguna muestra tendiendo a proyectarse cerca del límite con el campo de las grauvacas y de las cuarzoarenitas. A grandes rasgos, esta clasificación química coincide con la obtenida mediante el análisis modal petrográfico de las areniscas.



**Figura 11.1.1.** Clasificación geoquímica de Herron (1988) para las areniscas de las formaciones Mora, Castellar y Camarillas.

**Tabla 11.1.** Concentración de elementos mayores en las areniscas analizadas.

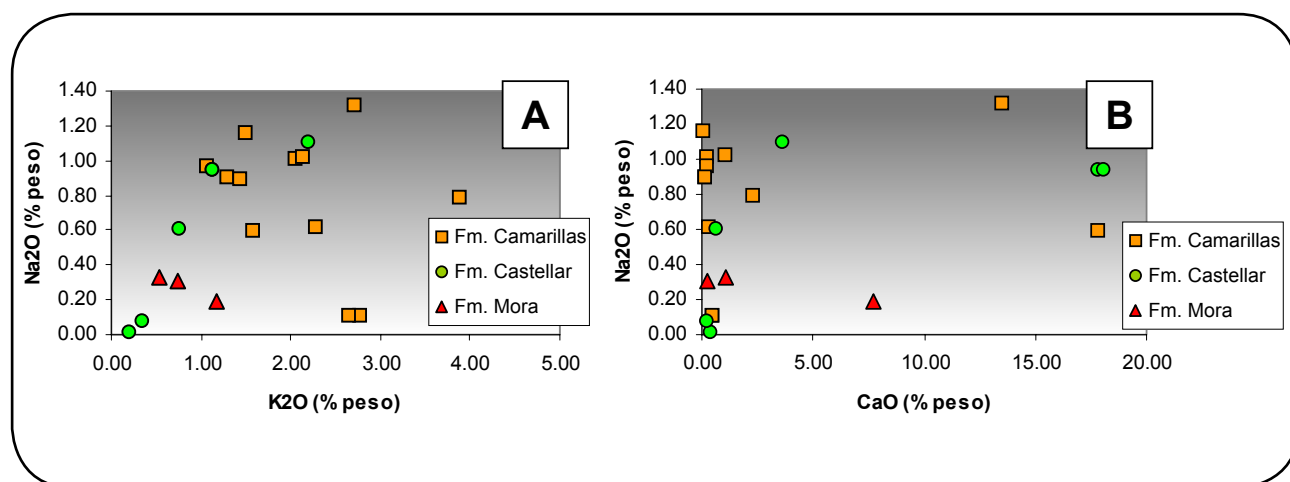
Subc.	Fm.	Muestra	N° taller	SiO <sub>2</sub> % peso	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	TOTAL %
AL	Cm	AB.Cm.5	102324	85.86	8.13	0.33	0.01	0.06	0.46	0.11	2.77	0.32	0.08	2.15	100.28
AL	Cm	AB.Cm.4	102323	81.30	8.34	2.53	0.05	0.16	0.47	0.11	2.65	0.31	0.09	3.18	99.18
GA	Cm	M.Cm.11	102308	82.39	8.44	1.68	0.07	0.22	0.33	0.61	2.29	0.37	0.10	2.68	99.19
GA	Cm	M.Cm.9	102306	84.98	8.13	0.63	0.04	0.16	0.24	1.01	2.06	0.37	0.08	1.73	99.44
GA	Cm	M.Cm.8	102305	81.90	8.06	0.95	0.06	0.24	1.09	1.02	2.14	0.40	0.11	3.02	98.98
PG	Cm	PN.Cm.4	102942	54.94	5.22	2.02	0.16	0.98	17.81	0.59	1.59	0.16	0.07	16.55	100.09
PG	Cm	PN.Cm.2	102944	78.54	9.86	0.58	0.02	0.20	2.36	0.79	3.89	0.19	0.10	3.24	99.77
PG	Cm	MR.Cm.26	103788	57.04	8.93	1.57	0.09	0.76	13.49	1.32	2.71	0.20	0.06	12.37	98.53
PG	Cm	MR.Cm.20	103803	84.28	8.12	1.40	0.01	0.36	0.20	0.90	1.30	0.41	0.10	2.25	99.31
PG	Cm	MR.Cm.18	103801	86.51	7.39	0.82	0.04	0.53	0.22	0.96	1.06	0.11	0.06	2.43	100.13
PG	Cm	MR.Cm.14	103798	79.72	11.45	1.30	0.07	0.67	0.18	0.89	1.44	0.39	0.08	3.33	99.52
PG	Cm	MR.Cm.1	102961	84.64	8.22	2.09	0.00	0.21	0.12	1.16	1.50	0.32	0.03	2.09	100.39
AL	Cs	AB.Cs.0	103849	93.62	2.85	1.02	0.04	0.08	0.43	0.01	0.21	0.43	0.02	1.49	100.20
PG	Cs	CA.Cs.1	102948	73.70	10.33	1.96	0.02	0.75	3.63	1.10	2.20	0.70	0.10	5.20	99.70
PG	Cs	CA.Cs.5	102962	56.59	5.70	0.92	0.08	0.43	17.88	0.94	1.14	0.35	0.07	15.56	99.64
PG	Cs	CA.Cs.5	102962/R	56.87	5.74	0.93	0.08	0.43	18.05	0.94	1.14	0.34	0.07	15.56	100.14
PG	Cs	MR.Cs.3	102886	74.07	10.63	7.17	0.02	0.88	0.63	0.60	0.77	0.34	0.09	4.55	99.75
PG	Cs	MR.Cs.1	102879	91.79	3.57	1.70	0.01	0.36	0.24	0.07	0.35	0.11	0.05	1.56	99.79
PG	Mo	MR.Mo.9	102869	87.00	6.15	0.45	0.07	0.34	1.11	0.33	0.54	0.99	0.10	3.08	100.15
PG	Mo	MR.Mo.7	102874	85.99	6.50	0.71	0.01	0.79	0.27	0.31	0.75	0.91	0.15	2.29	98.66
PG	Mo	MR.Mo.1-2	103367	72.15	6.62	1.53	0.13	0.84	7.71	0.19	1.18	0.90	0.06	8.12	99.42

A continuación se utilizarán los diagramas binarios y triangulares más representativos a fin de realizar una diferenciación química entre las tres formaciones estudiadas y evaluar el efecto de los procesos diagenéticos que les han afectado. En algunos de estos gráficos se ha incluido las pautas y las composiciones de varios minerales y rocas propuestos por diferentes autores y que se discutirán más tarde en el capítulo 13.

Los diagramas binarios  $\text{Na}_2\text{O}$  frente a  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 11.1.2-A) y  $\text{Na}_2\text{O}$  frente a  $\text{CaO}$  (Fig. 11.1.2-B) de las areniscas muestran valores bajos de Na y K en las formaciones **Mora** y **Castellar** (con cierta dispersión en esta última) y valores más altos,

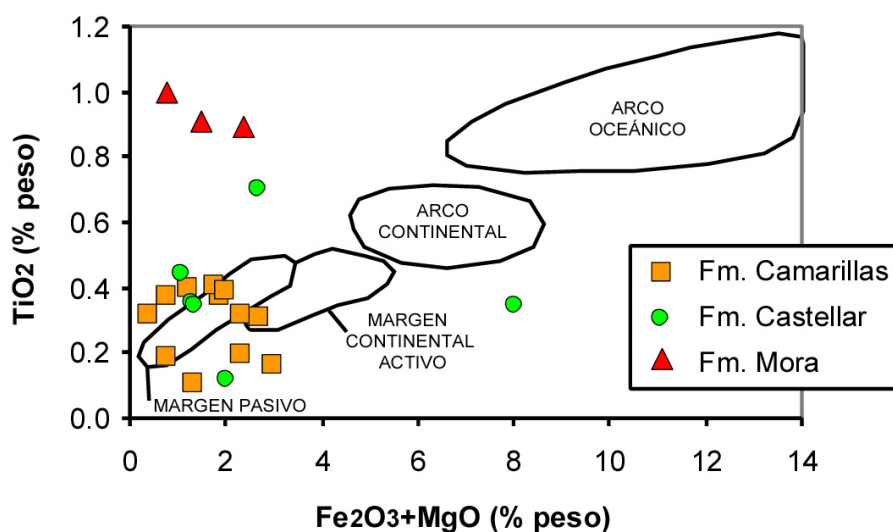
tanto de Na en relación con el K, como del Na en relación con el Ca para la **Fm. Camarillas**. Tanto en la Tabla 11.1 como en la Figura 11.1.2 se puede observar el valor anómalo del contenido en Ca de varias de las muestras, lo que hace que presenten valores altos de LOI (perdida por ignición), en relación con el resto y se proyecten muy alejadas de la pauta general.

En el diagrama  $\text{TiO}_2$  frente a  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$  (Fig. 11.1.3) se observa que todas las areniscas, en general, presentan valores bajos de Ti frente Fe y Mg, excepto las areniscas de la **Fm. Mora**, que llegan a tener valores muy superiores al resto (0,9 a 1 %  $\text{TiO}_2$ ).



**Figura 11.1.2.** Diagramas binarios que enfrentan el  $\text{Na}_2\text{O}$  frente al  $\text{K}_2\text{O}$  (A) y al  $\text{CaO}$  (B) en las areniscas estudiadas. No se han proyectado las muestras que mediante observación petrográfica contenían carbonatos.



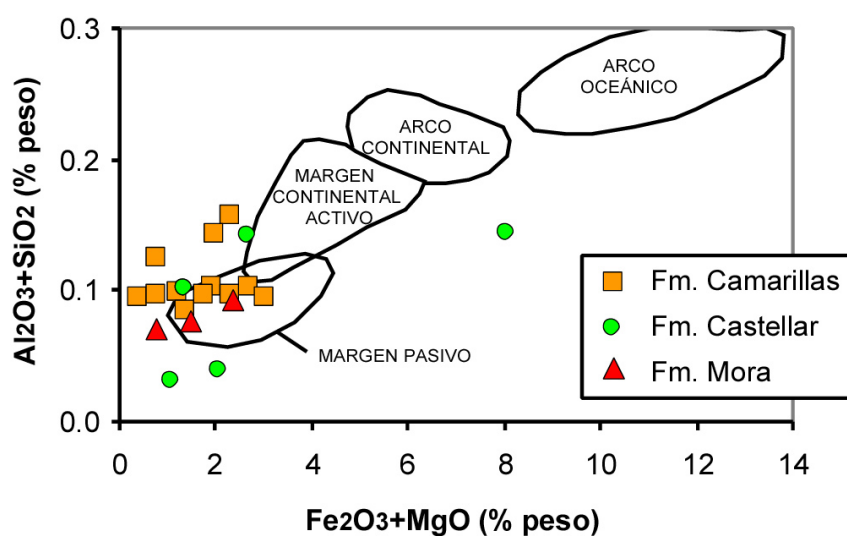


**Figura 11.1.3.** Diagrama binario  $\text{TiO}_2$  frente a  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$  para las areniscas. Los campos que se representan corresponde a Bhatia (1983).

En el diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$  frente a  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$  (Fig. 11.1.4) las areniscas tienen valores bajos en  $\text{Al} + \text{Si}$ , y en  $\text{Fe} + \text{Mg}$ .

En los dos diagramas de Bhatia (1983) quedan representadas prácticamente todas las areniscas

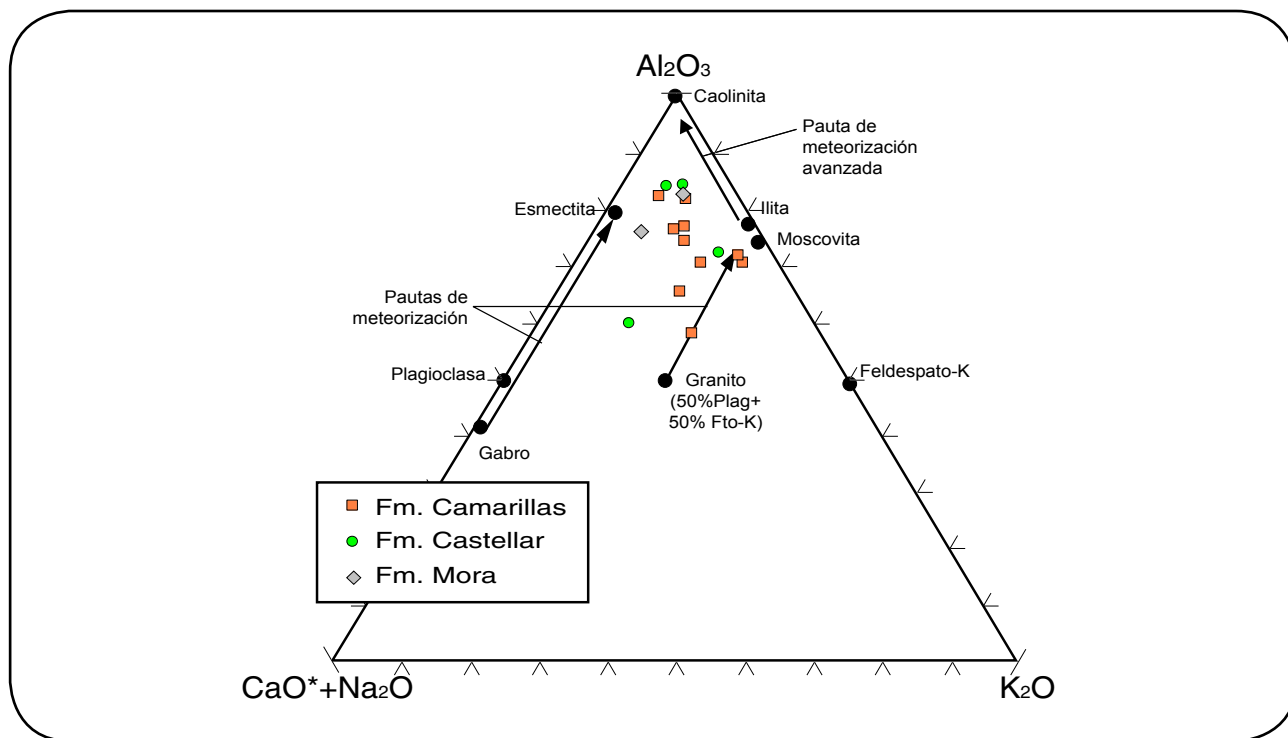
en el límite entre el margen pasivo y el margen continental activo. Los valores anómalamente altos en  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$  de una muestra de la **Fm. Castellar** están relacionados con el 8 % de biotita de esta muestra (Tabla 10.2).



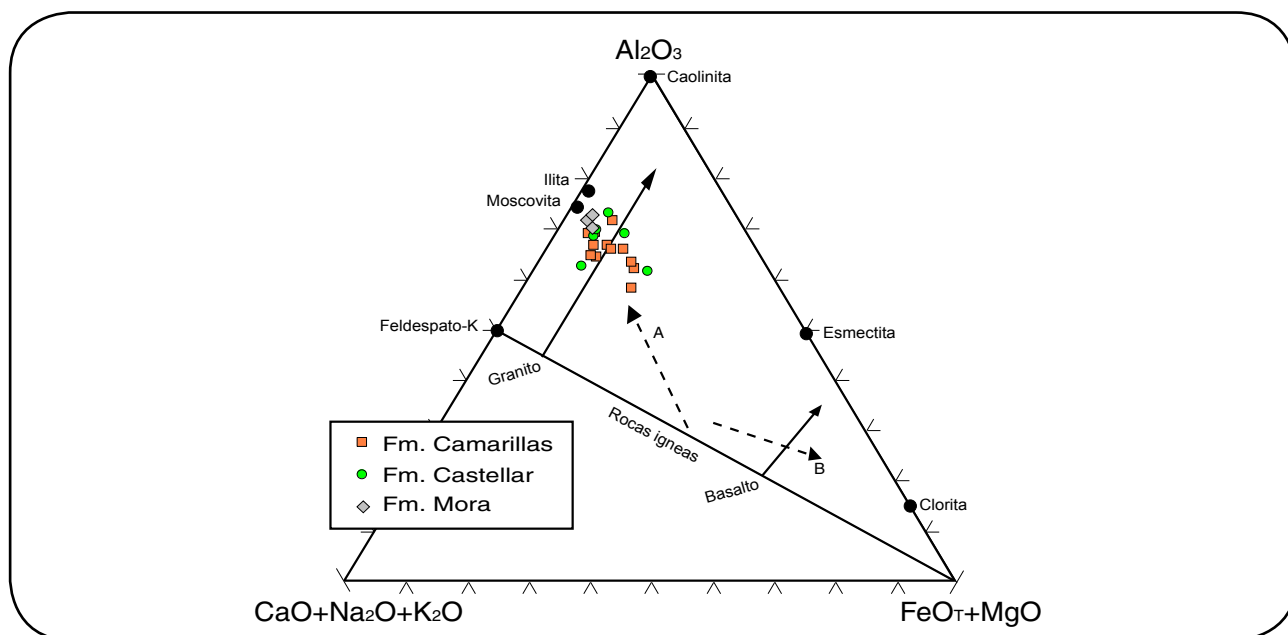
**Figura 11.1.4.** Diagrama binario  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$  frente a  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$  para las areniscas. Los campos que se representan corresponde a Bhatia (1983).

Asimismo, los análisis químicos de los elementos mayores se han representado en un diagrama triangular que enfrenta el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 11.1.5; Nesbitt y Young, 1984) donde se observa que las areniscas quedan proyectadas por encima de la línea que uniría la

composición de la plagioclasa con el feldespato-K, hacia el vértice que representa el contenido en Al. La mayoría de las muestras quedan representadas entre los vértices de la esmectita y de la illita, no llegando ninguna de ellas al vértice de la caolinita (meteorización más avanzada).



**Figura 11.1.5.** Diagrama triangular  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  para las areniscas, donde el  $\text{CaO}^*$  representa el Ca presente en minerales silicatados. Se ha representado la composición de distintos tipos de rocas (Nesbitt y Young, 1984).



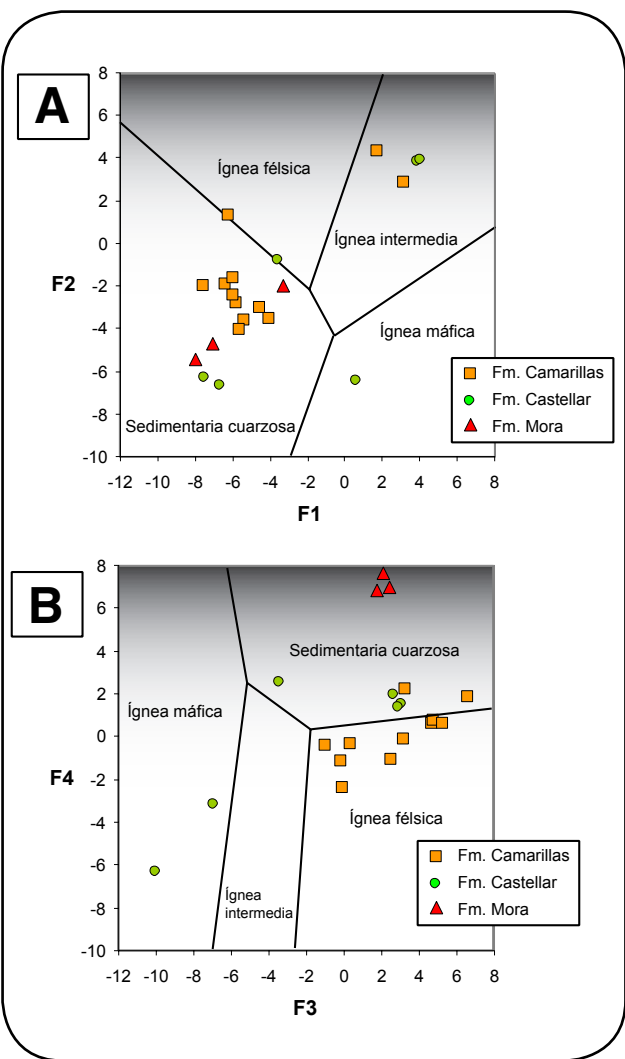
**Figura 11.1.6.** Diagrama triangular  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  y  $\text{FeO} + \text{MgO}$  para las areniscas donde el  $\text{CaO}^*$  representa el Ca presente en minerales silicatados. Este diagrama es una variante del anterior y también se ha representado la composición de distintos tipos de rocas (Nesbitt y Young, 1984).

En una variante del diagrama triangular anterior,  $Al_2O_3$ ,  $CaO+Na_2O+K_2O$  y  $FeOt+MgO$  (Fig. 11.1.6; Nesbitt y Young, 1984) todas las muestras de areniscas analizadas se agrupan próximas a la composición de la ilita-moscovita, con bajo

contenido en Fe y Mg, a partir de una pauta de granitos y rocas ígneas.

En el diagrama de discriminación propuesto por Roser y Korsch (1988) se enfrenta el contenido en elementos mayores según dos funciones que incluyen varios elementos (Fig. 11.1.7). Se observa que las muestras se proyectan principalmente en el campo de la procedencia “sedimentaria cuarzosa”, tendiendo hacia el campo de la procedencia “ígneica félsica”, si consideramos ambos diagramas (Fig. 11.1.7- A y B). Las muestras que se proyectan en el área “ígneica intermedia” son las enriquecidas diagenéticamente en Ca y, por ello, no siguen la pauta general. La muestra de la **Fm. Castellar** proyectada en el campo de área fuente “ígneica máfica” es la arenisca que, como ya se ha comentado, contiene más de un 8 % en biotita.

Las relaciones entre elementos mayores  $Fe_2O_3/MgO$ ,  $Al_2O_3/SiO_2$ ,  $K_2O/Na_2O$  y  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$  no presentan grandes variaciones entre las distintas areniscas de las formaciones estudiadas (Tabla 11.2). Sin embargo, se puede observar el aumento en la relación  $K_2O/Na_2O$  desde las areniscas de la **Fm. Mora** (valor medio= 3,42), hacia las de la **Fm. Camarillas** (valor medio= 6,02).



**Figura 11.1.7.** Diagramas de discriminación del carácter litológico de las áreas fuentes por Roser y Korsch (1988). Están basados en los contenidos en elementos mayores, según las funciones discriminantes F1 y F2 en (A); F3 y F4 en (B).  $F1 = (-1.733TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76Fe_2O_3(total) - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09)$ ;  $F2 = (0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_3(total) - 1.142MgO) + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861)$ ;  $F3 = (30.368TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_3(total)/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382)$ ;  $F4 = (56.5TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_3(total)/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89)$ .

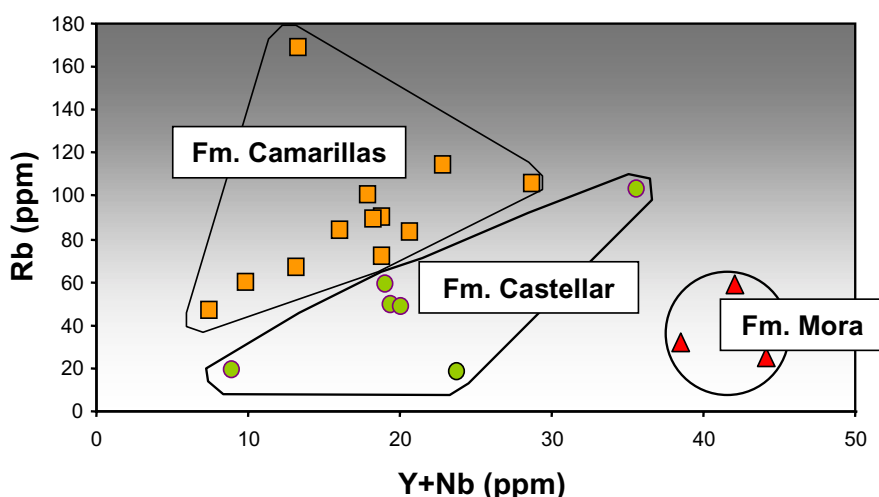
**Tabla 11.2.** Relaciones entre los distintos elementos mayores en las areniscas (valor medio).

	$Fe_2O_3+MgO$	$Al_2O_3/SiO_2$	$K_2O/Na_2O$	$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$
<i>areniscas:</i>				
<b>Fm. Camarillas</b>	1.70	0.11	6.02	6.89
<b>Fm. Castellar</b>	2.77	0.09	5.28	4.90
<b>Fm. Mora</b>	1.55	0.08	3.42	5.44

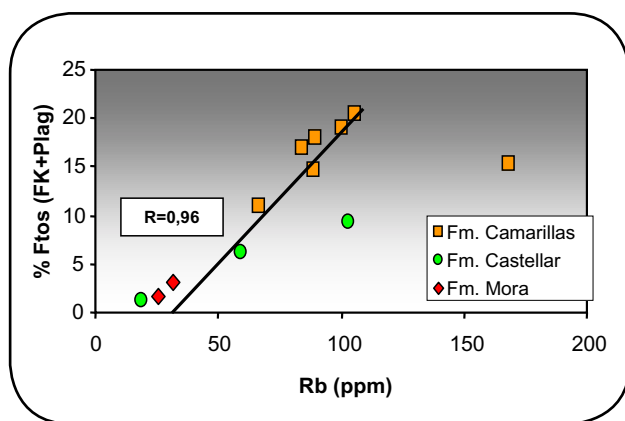
## 11.2.- Elementos menores y traza (REE)

Para completar la información que se puede obtener sobre la procedencia a partir de los análisis químicos obtenidos (Tabla 11.3) se han seleccionado varios diagramas binarios que permiten discriminar, tanto la procedencia, como las diferencias composicionales entre las distintas formaciones. En alguno de los diagramas se han incluido los valores para diversas rocas y diferentes pautas tomados de varios autores que se discutirán posteriormente en el capítulo 13.

En el gráfico que representa el contenido en Rb frente al Y+Nb (Fig. 11.2.1) se observa que las areniscas de la **Fm. Mora** tienen el mayor contenido en Y+Nb (38 a 44 ppm) y son las menos ricas en Rb (25 a 58 ppm), lo cual permite establecer una primera diferencia composicional. Las areniscas de la **Fm. Castellar** presentan valores algo menores en Y+Nb (9 a 36 ppm) y mayores en Rb (18 a 103 ppm). La **Fm. Camarillas** tiene valores de Y+Nb (7 a 29 ppm) comparables a los de **Castellar**, pero más



**Figura 11.2.1.** Diagrama binario Rb frente a Y+Nb dónde queda reflejado la diferenciación de las areniscas estudiadas y la tendencia de enriquecimiento en Rb y disminución en Y+Nb hacia la formación más superior (Camarillas).



**Figura 11.2.2.** Contenido en Rb frente a la cantidad de feldespatos (estimada mediante análisis modal).

altos en Sr (47 a 168 ppm). Este diagrama (Fig. 11.2.1) permite una discriminación clara de las areniscas estudiadas, mediante una pauta de enriquecimiento en Rb y empobrecimiento en Y+Nb desde la base (**Fm. Mora**), al techo (**Fm. Camarillas**).

Una vez que se ha observado que existe una tendencia de enriquecimiento en Rb hacia las areniscas de la **Fm. Camarillas**, se ha estudiado el comportamiento de este elemento frente al contenido modal en feldespatos (Fig. 11.2.2). En este diagrama se observa que existe una buena correlación positiva ( $R=0,96$ ) entre el



**Tabla 11.3.** Elementos menores y traza (REE) analizados en las areniscas. Destacan los valores más altos para las areniscas de la Fm. Mora respecto a las formaciones Castellar y Camarillas.

<b>Subcuenca</b>	Aliaga	Aliaga	Galve	Galve	Galve	Penyagolosa	Penyagolosa	Penyagolosa	Penyagolosa	Penyagolosa
<b>Formación</b>	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas
<b>Muestra</b>	AB.Cm.5	AB.Cm.4	M.Cm.11	M.Cm.9	M.Cm.8	PÑ.Cm.4	PÑ.Cm.2	MR.Cm.26	MR.Cm.20	MR.Cm.18
<b>Nº taller</b>	102324	102323	102308	102306	102305	102942	102944	103788	103803	103801
<i>ppm</i>										
<b>Sr</b>	54	131	47	40	54	79	48	94	116	26
<b>Y</b>	13	24	13	11	12	7	9	19	13	5
<b>Sc</b>	2	4	3	2	2	1	3	2	3	2
<b>Be</b>	1	3	2	1	1	1	2	2	2	1
<b>V</b>	13	23	21	11	14	6	12	15	17	9
<b>Cr</b>	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20
<b>Co</b>	2	58	28	2	3	-1	1	2	4	4
<b>Cu</b>	-10	-10	52	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
<b>Zn</b>	-30	203	-30	-30	-30	-30	-30	-30	-30	-30
<b>Ga</b>	7	8	7	7	7	4	10	8	8	6
<b>Ge</b>	1.0	1.6	1.1	1.3	1.2	0.7	1.5	0.9	1.5	1.0
<b>As</b>	-5	57	53	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5
<b>Rb</b>	101	106	90	84	89	60	169	115	72	47
<b>Zr</b>	193	119	158	123	168	81	60	145	159	45
<b>Nb</b>	5.0	4.7	5.9	5.1	6.3	2.8	4.3	3.9	5.9	2.5
<b>Mo</b>	-2	-2	2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	147
<b>Ag</b>	-0.5	-0.5	0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5
<b>In</b>	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1
<b>Sn</b>	5	4	5	3	3	2	5	3	4	4
<b>Sb</b>	0.4	2.3	1.3	0.4	0.3	0.3	0.3	-0.2	0.5	0.3
<b>Cs</b>	4.1	4.7	4.2	4.5	4.2	2.6	6.3	5.4	4.5	1.8
<b>Ba</b>	420	271	249	226	232	98	279	1,120	3,750	229
<b>La</b>	29.1	15.9	22.5	15.7	20.0	12.3	13.1	17.8	20.0	6.9
<b>Ce</b>	62.3	39.3	48.1	35.5	45.7	26.4	26.6	40.0	45.3	14.8
<b>Pr</b>	6.49	4.69	5.13	3.87	5.10	2.77	3.23	5.31	5.29	1.53
<b>Nd</b>	23.9	18.0	19.3	13.2	17.3	9.71	12.0	20.5	18.7	5.64
<b>Sm</b>	4.85	4.22	4.22	2.81	3.27	1.96	2.20	4.36	3.63	1.33
<b>Eu</b>	0.767	1.21	0.784	0.621	0.652	0.443	0.582	0.902	0.592	0.358
<b>Gd</b>	3.49	5.32	3.15	2.53	2.98	1.63	2.22	4.70	3.73	1.18
<b>Tb</b>	0.46	0.68	0.46	0.35	0.39	0.22	0.30	0.63	0.44	0.17
<b>Dy</b>	2.48	3.33	2.61	1.98	2.11	1.26	1.45	3.00	2.22	0.96
<b>Ho</b>	0.46	0.64	0.48	0.40	0.43	0.25	0.27	0.60	0.46	0.18
<b>Er</b>	1.22	1.71	1.37	1.10	1.20	0.72	0.82	1.72	1.35	0.47
<b>Tm</b>	0.190	0.230	0.212	0.157	0.184	0.103	0.118	0.247	0.201	0.072
<b>Yb</b>	1.34	1.36	1.38	1.04	1.16	0.67	0.73	1.49	1.23	0.48
<b>Lu</b>	0.206	0.210	0.219	0.179	0.199	0.109	0.111	0.221	0.194	0.079
<b>Hf</b>	4.7	2.9	3.6	2.9	3.9	1.9	1.6	3.9	3.9	1.1
<b>Ta</b>	1.05	0.56	0.89	0.73	0.75	0.40	0.62	0.47	0.72	0.36
<b>W</b>	1.5	1.5	2.2	1.7	1.6	1.2	1.6	1.1	1.8	0.8
<b>Ti</b>	0.67	0.92	0.55	0.69	0.61	0.40	1.32	0.65	0.29	0.33
<b>Pb</b>	11	24	24	18	8	9	17	9	-5	-5
<b>Bi</b>	0.1	0.2	0.1	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	0.1	0.2	-0.1
<b>Th</b>	10.8	5.56	7.94	6.50	7.82	4.37	4.42	7.55	7.13	2.83
<b>U</b>	2.86	4.77	7.23	2.13	2.53	1.68	1.87	1.78	1.78	1.06
<b>K**</b>	11497	10999	9505	8550	8883	6600	16146	11248	5396	4400
<b>Ti**</b>	1912	1834	2230	2242	2374	977	1121	1175	2446	647
<b>P**</b>	175	196	218	175	240	153	218	131	218	131

\* Valores negativos: por debajo del límite de detección. \*\* Calculados a partir de % óxido.

Tabla 11.3 (continuación).

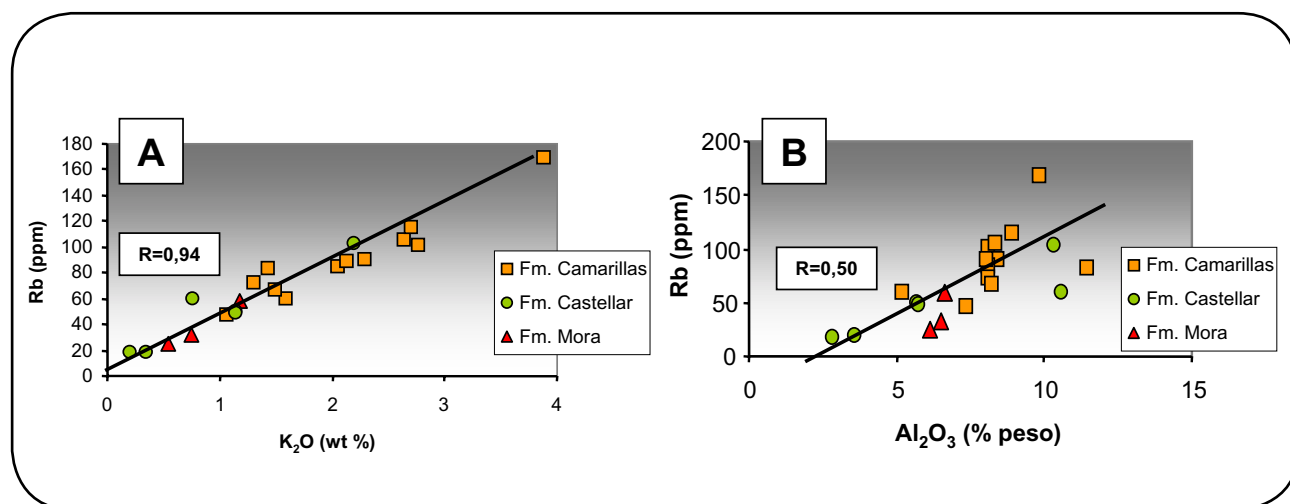
<b>Subcuenca</b>	Penyagolosa	Penyagolosa	Aliaga	Penyagolosa	Penyagolosa	Penyagolosa	Penyagolosa	Penyagolosa	Penyagolosa	Penyagolosa	Penyagolosa
<b>Formación</b>	Camarillas	Camarillas	Castellar	Castellar	Castellar	Castellar	Castellar	Castellar	Castellar	Mora	Mora
<b>Muestra</b>	MR.Cm.14	MR.Cm.1	AB.Cs.0	CA.Cs.1	CA.Cs.5	CA.Cs.5	MR.Cs.3	MR.Cs.1	MR.Cs.1	MR.Mo.9	MR.Mo.7
<b>Nº taller</b>	103798	102961	103849	102948	102962	102962/R	102886	102879	102869	102874	MR.Mo.1-2
	ppm										
<b>Sr</b>	56	55	26	55	116	118	50	29	21	22	84
<b>Y</b>	14	8	18	26	14	15	12	6	26	26	30
<b>Sc</b>	4	2	2	4	2	2	5	2	2	2	3
<b>Be</b>	2	1	-1	2	2	2	2	-1	1	1	2
<b>V</b>	21	12	19	28	10	12	21	15	13	14	29
<b>Cr</b>	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20
<b>Co</b>	5	-1	1	3	-1	-1	6	1	4	2	3
<b>Cu</b>	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
<b>Zn</b>	47	48	-30	32	-30	-30	60	-30	-30	-30	-30
<b>Ga</b>	12	9	3	11	6	5	12	4	6	6	7
<b>Ge</b>	1.4	1.3	1.2	2.6	0.8	0.8	2.2	2.4	1.5	1.5	1.2
<b>As</b>	-5	14	-5	-5	-5	-5	-5	8	10	-5	-5
<b>Rb</b>	83	66	18	103	49	48	59	19	25	32	58
<b>Zr</b>	112	104	287	356	206	194	86	32	390	344	404
<b>Nb</b>	6.7	5.3	5.8	9.6	5.4	5.2	7.0	2.9	18.1	12.5	12.1
<b>Mo</b>	-2	4	-2	337	3	-2	-2	-2	-2	-2	5
<b>Ag</b>	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5
<b>In</b>	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1
<b>Sn</b>	6	5	3	7	3	4	7	1	13	8	4
<b>Sb</b>	0.3	0.3	0.6	0.6	0.4	0.4	0.5	0.4	0.6	0.6	0.8
<b>Cs</b>	5.5	2.1	2.6	7.4	3.4	3.2	4.1	1.4	1.5	2.0	4.2
<b>Ba</b>	311	123	322	188	125	128	225	90	163	541	2,230
<b>La</b>	22.4	19.6	24.4	36.7	23.8	24.6	17.1	13.1	42.9	38.8	42.4
<b>Ce</b>	45.9	38.1	57.1	81.6	50.0	49.0	37.4	28.3	88.1	81.9	87.8
<b>Pr</b>	5.18	4.39	6.36	9.25	5.24	5.01	4.41	3.16	10.8	8.86	10.4
<b>Nd</b>	19.2	16.0	23.8	31.8	18.3	18.1	16.4	11.3	42.8	33.0	41.2
<b>Sm</b>	3.51	2.71	5.05	6.34	3.69	3.74	3.31	2.00	8.45	7.02	7.94
<b>Eu</b>	0.725	0.555	1.01	0.998	0.702	0.685	0.842	0.444	1.38	1.18	1.22
<b>Gd</b>	3.21	2.11	4.13	5.86	3.29	3.12	3.45	1.73	7.26	5.25	7.64
<b>Tb</b>	0.46	0.25	0.56	0.76	0.44	0.45	0.45	0.22	0.96	0.74	1.10
<b>Dy</b>	2.40	1.35	3.19	4.35	2.50	2.62	2.13	1.13	4.87	4.39	5.67
<b>Ho</b>	0.46	0.27	0.63	0.93	0.51	0.52	0.42	0.23	0.90	0.86	1.05
<b>Er</b>	1.45	0.87	1.67	2.66	1.39	1.49	1.19	0.69	2.75	2.41	3.16
<b>Tm</b>	0.223	0.134	0.252	0.394	0.223	0.226	0.174	0.105	0.432	0.394	0.511
<b>Yb</b>	1.34	0.78	1.72	2.55	1.38	1.39	1.04	0.63	2.61	2.61	2.98
<b>Lu</b>	0.212	0.138	0.283	0.438	0.228	0.226	0.154	0.095	0.396	0.413	0.458
<b>Hf</b>	2.9	2.9	6.6	8.5	4.7	4.6	2.2	0.9	9.9	8.2	10.3
<b>Ta</b>	0.95	0.69	0.80	1.49	0.71	0.75	0.90	0.21	4.73	2.24	1.58
<b>W</b>	2.4	1.4	1.9	3.7	1.9	1.9	2.3	0.5	4.3	3.1	3.0
<b>Tl</b>	0.56	0.35	0.12	0.80	0.23	0.22	0.27	0.14	0.29	0.22	0.32
<b>Pb</b>	5	31	-5	14	8	8	7	-5	112	5	9
<b>Bi</b>	-0.1	0.2	0.2	0.3	-0.1	-0.1	0.2	-0.1	-0.1	0.3	0.2
<b>Th</b>	7.33	5.59	6.82	17.5	8.71	8.43	5.49	3.75	14.7	12.4	14.7
<b>U</b>	2.24	3.36	1.42	5.45	2.09	2.12	1.80	1.02	8.25	5.55	3.89
<b>K**</b>	5977	6226	872	9132	4732	4732	3196	1453	2241	3113	4898
<b>Ti**</b>	2326	1912	2602	4191	2092	2050	2044	671	5959	5449	5366
<b>P**</b>	175	65	44	218	153	153	196	109	218	327	131

\* Valores negativos: por debajo del límite de detección. \*\* Calculados a partir de % óxido.

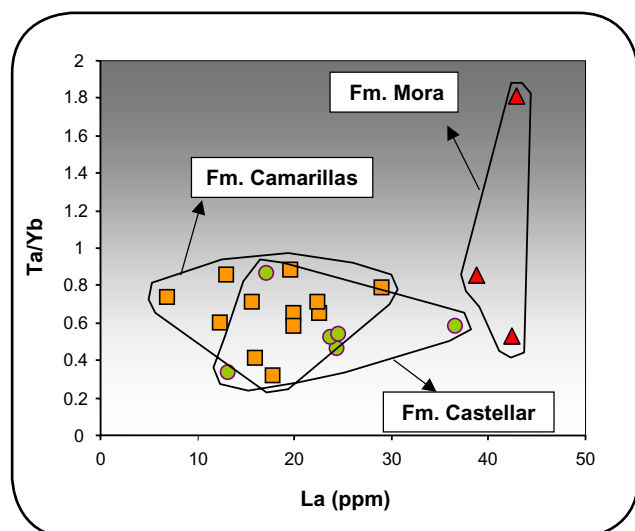
aumento en Rb y el aumento de feldespatos. El coeficiente de correlación ha sido obtenido considerando todas las muestras, excepto una de la **Fm. Castellar** y otra de la **Fm. Camarillas** que contienen un valor bastante más elevado en Rb. Por último, en los gráficos binarios de Rb frente a K y Al para las areniscas se observa que el Rb tiene una correlación positiva muy buena ( $R=0,94$ ) con el K (Fig. 11.2.3-A). Mientras que

en el caso del  $Al_2O_3$ , el contenido en Rb no tiene una buena correlación ( $R=0,50$ ) y los datos se presentan de forma dispersa (Fig. 11.2.3-B).

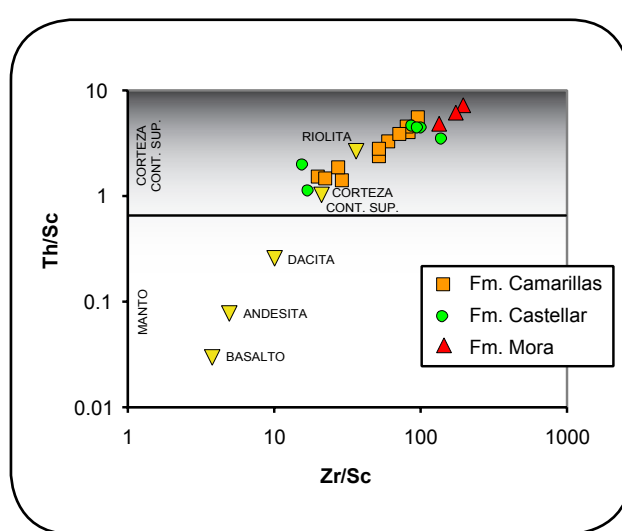
En el diagrama binario Ta/Yb frente a La (Fig. 11.2.4) las areniscas de la **Fm. Mora** se diferencian, de las otras estudiadas, por el mayor contenido en La (39 a 43 ppm).



**Figura 11.2.3.** Diagramas binarios de Rb frente a  $K_2O$  (A) y frente a  $Al_2O_3$  (B) para las areniscas, donde se observa una buena correlación positiva del Rb frente al K.



**Figura 11.2.4.** Diagrama Ta/Yb frente a La, dónde se observa un solapamiento entre los valores correspondientes a las areniscas de las formaciones Castellar y Camarillas, mientras que las de la Fm. Mora se separan por su mayor contenido en La.



**Figura 11.2.5.** Diagrama binario Th/Sc frente Zr/Sc para las areniscas. La línea que separa el campo de las rocas de la corteza continental superior de las rocas del manto tiene un valor de Th/Sc: 0,79 (McLennan, 2001).

Asimismo, en el diagrama binario Th/Sc frente Zr/Sc (Fig. 11.2.5) se observa que las areniscas de la **Fm. Mora** tienen valores ligeramente superiores de Zr/Sc (135 a 195 ppm) y Th/Sc (5 a 7 ppm), respecto a **Castellar** (16 a 144 ppm de Zr/Sc y 1 a 4 ppm de Th/Sc) y **Camarillas** (20 a 97 ppm de Zr/Sc y 1 a 5 de Th/Sc).

De los diagramas anteriormente citados, así como de la Tabla 11.3 se deduce que las areniscas de la **Fm. Mora** presentan valores más altos en la mayoría de elementos menores y traza (Y, Zr, Nb, Sn, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Th y U) en relación con **Castellar** y **Camarillas**.

Los valores de las distintas relaciones entre elementos traza para cada muestra de las areniscas analizadas quedan recogidos en la Tabla 11.4.

Las relaciones La/Sc, La/Th, La/Yb, Th/Sc, Zr/Sc, La/Co, Th/Co y Cr/Th presentan valores medios comparables entre las areniscas de las distintas formaciones. Sin embargo, la excepción son las areniscas de la **Fm. Mora** que tienden a presentar valores medios ligeramente superiores en la relación Th/Sc y, bastante superiores, en La/Sc, Zr/Sc, La/Co y Th/Co (Tabla 11.5).

**Tabla 11.4.** Relaciones elementales en las areniscas analizadas.

Subc.	Fm.	Muestra	Nº taller	La/Sc	La/Th	La/Yb	Th/Sc	Zr/Sc	La/Co	Th/Co
AL	Cm	AB.Cm.5	102324	14.5	2.7	21.8	5.4	96.7	13.5	5.0
AL	Cm	AB.Cm.4	102323	4.0	2.9	11.8	1.4	29.7	0.3	0.1
GA	Cm	M.Cm.11	102308	7.5	2.8	16.4	2.6	52.7	0.8	0.3
GA	Cm	M.Cm.9	102306	7.8	2.4	15.1	3.2	61.7	6.9	2.9
GA	Cm	M.Cm.8	102305	10.0	2.6	17.2	3.9	83.9	7.4	2.9
PG	Cm	PN.Cm.4	102942	12.3	2.8	18.4	4.4	80.6	---	---
PG	Cm	PN.Cm.2	102944	4.4	3.0	18.0	1.5	20.2	10.0	3.4
PG	Cm	MR.Cm.26	103788	8.9	2.4	12.0	3.8	72.7	9.5	4.0
PG	Cm	MR.Cm.20	103803	6.7	2.8	16.2	2.4	53.0	4.5	1.6
PG	Cm	MR.Cm.18	103801	3.4	2.4	14.2	1.4	22.4	1.6	0.7
PG	Cm	MR.Cm.14	103798	5.6	3.1	16.8	1.8	27.9	4.2	1.4
PG	Cm	MR.Cm.1	102961	9.8	3.5	25.1	2.8	52.2	---	---
AL	Cs	AB.Cs.0	103849	12.2	3.6	14.2	3.4	143.6	18.3	5.1
PG	Cs	CA.Cs.1	102948	9.2	2.1	14.4	4.4	88.9	11.3	5.4
PG	Cs	CA.Cs.5	102962	11.9	2.7	17.3	4.4	102.9	---	---
PG	Cs	CA.Cs.5	102962/R	12.3	2.9	17.8	4.2	96.9	---	---
PG	Cs	MR.Cs.3	102886	3.4	3.1	16.5	1.1	17.2	2.9	0.9
PG	Cs	MR.Cs.1	102879	6.6	3.5	20.9	1.9	16.1	12.9	3.7
PG	Mo	MR.Mo.9	102869	21.5	2.9	16.4	7.3	194.8	11.2	3.8
PG	Mo	MR.Mo.7	102874	19.4	3.1	14.8	6.2	172.1	19.2	6.1
PG	Mo	MR.Mo.1-2	103367	14.1	2.9	14.2	4.9	134.7	12.3	4.3

**Tabla 11.5.** Valores medios de las relaciones elementales de las areniscas analizadas.

	Fm. Mora	Fm. Castellar	Fm. Camarillas
<i>areniscas:</i>			
<i>La/Sc</i>	18.3	9.3	7.9
<i>La/Th</i>	3.0	3.0	2.8
<i>La/Yb</i>	15.2	16.9	16.9
<i>Th/Sc</i>	6.1	3.2	2.9
<i>Zr/Sc</i>	107.2	77.6	54.5
<i>La/Co</i>	14.2	<n.d.	2.2
<i>Th/Co</i>	4.7	<n.d.	1.0



### 11.3.- Diagramas multielementales y de REE

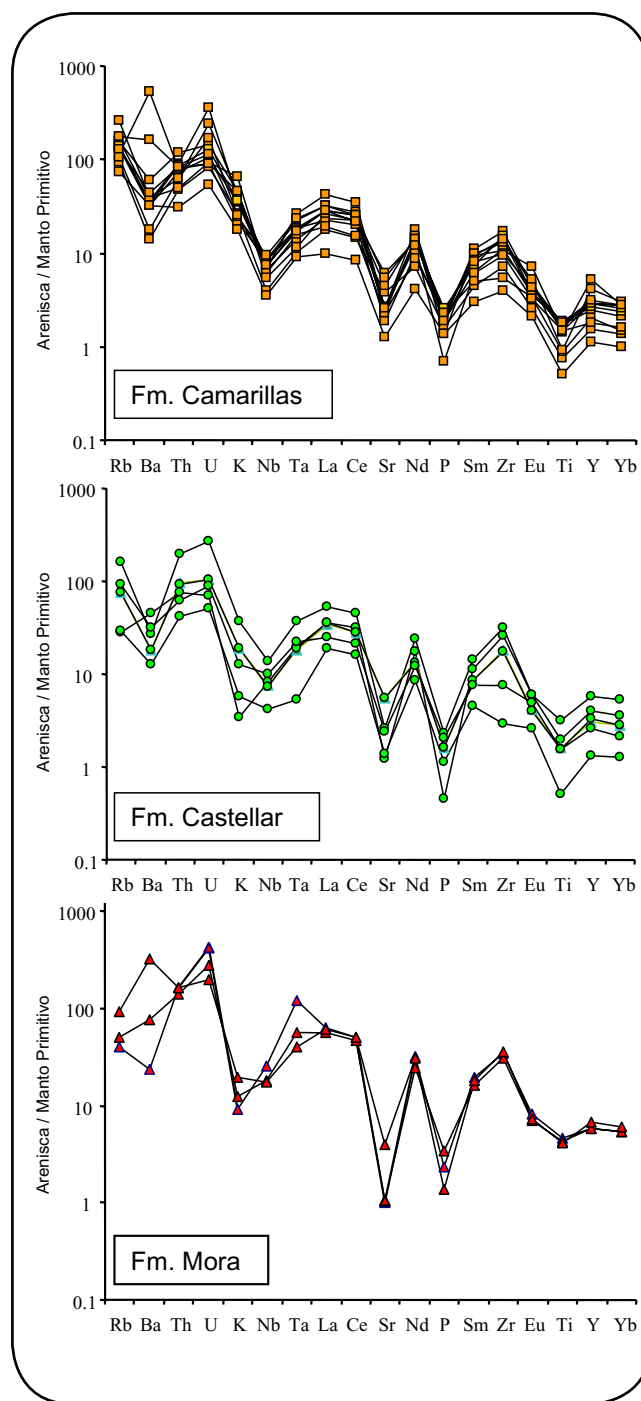
La representación de los datos geoquímicos en *spidergramas* permite observar y comparar el contenido relativo de varios elementos frente a un patrón determinado. Se ha elegido como patrón de normalización para las areniscas el manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

En el diagrama multielemental para las areniscas (Fig. 11.3.1) se observa una pauta que es similar entre las areniscas de las tres formaciones estudiadas. Esta pauta se caracteriza por un empobrecimiento en Ba, Nb, Sr, P y Ti y un enriquecimiento en U, La, Nd, Zr y Y. En la **Fm. Castellar**, el K tiende a disminuir bastante en alguna de las muestras analizadas y en la **Fm. Mora**, el K disminuye marcadamente en todas las muestras y el Ti no muestra valores tan bajos como el resto de las areniscas.

### 11.4.- Grado de meteorización

La meteorización química afecta de forma importante a la geoquímica y mineralogía de los sedimentos siliciclásticos. La valoración del grado de meteorización que ha tenido lugar en el área fuente se puede realizar a través de una serie de índices geoquímicos, basados en la relación entre los componentes mayoritarios inmóviles (Al) respecto a los cationes más móviles ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) eliminados o removilizados durante el proceso de meteorización (Nesbitt y Young, 1982). Se han calculado varios de estos índices y los resultados se presentan en la Tabla 11.6.

**-Índice de alteración química:** Este índice refleja la alteración progresiva de las plagioclasas y feldespatos-K a minerales de la arcilla y viene expresado por la ecuación:  $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$  en proporciones moleculares y donde  $\text{CaO}^*$  representa el Ca, sólo de la fracción silicatada (Nesbitt y Young, 1982). En las areniscas analizadas químicamente como roca total no existe una forma objetiva de diferenciar el CaO que está relacionado con los carbonatos del que estaría formando parte de los silicatos, por lo tanto, el CaO total se ha utilizado como  $\text{CaO}^*$ . Sin embargo, mediante el



**Figura 11.3.1.** Diagrama multielemental normalizado respecto a un manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las areniscas de las formaciones Mora, Castellar y Camarillas.

estudio petrográfico y los análisis modales, se ha observado que todas las muestras de areniscas contienen <6% en fases carbonáticas, excepto una muestra de la **Fm. Castellar** que tiene un 18,7% de cemento de calcita, como ya se ha comentado en los diagramas representativos de los elementos mayores. Los valores medios en

**Tabla 11.6.** Índices de alteración química para las areniscas. CIA (índice de alteración química; Nesbitt y Young, 1982), CIW (índice de meteorización química; Harnois, 1988), ICV (índice de variabilidad composicional; Cox *et al.*, 1995) y PIA (índice de alteración de la plagioclasa; Fedo *et al.*, 1995).

Subc.	Fm.	Muestra	Nº taller	CIA	CIW	ICV	PIA	K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
AL	Cm	AB.Cm.5	102324	67.00	88.98	0.50	83.60	0.34
AL	Cm	AB.Cm.4	102323	68.18	89.06	0.75	84.23	0.32
GA	Cm	M.Cm.11	102308	67.44	84.10	0.66	78.88	0.27
GA	Cm	M.Cm.9	102306	65.29	79.53	0.55	73.82	0.25
GA	Cm	M.Cm.8	102305	57.53	68.92	0.73	61.24	0.27
PG	Cm	PN.Cm.4	102942	13.09	13.68	4.47	9.60	0.30
PG	Cm	PN.Cm2	102944	50.29	64.04	0.81	50.51	0.39
PG	Cm	MR.Cm.26	103788	23.35	25.29	2.25	18.52	0.30
PG	Cm	MR.Cm.20	103803	71.44	81.53	0.56	78.49	0.16
PG	Cm	MR.Cm.18	103801	70.30	78.92	0.51	75.97	0.14
PG	Cm	MR.Cm.14	103798	77.39	86.50	0.43	84.70	0.13
PG	Cm	MR.Cm.1	102961	68.69	79.47	0.66	75.65	0.18
AL	Cs	AB.Cs.0	103849	73.73	78.33	0.78	76.89	0.07
PG	Cs	CA.Cs.1	102948	49.10	55.37	1.00	48.84	0.21
PG	Cs	CA.Cs.5	102962	14.05	14.49	3.81	11.72	0.20
PG	Cs	CA.Cs.5	102962/R	14.03	14.46	3.82	11.72	0.20
PG	Cs	MR.Cs.3	102886	78.27	83.39	0.98	82.22	0.07
PG	Cs	MR.Cs.1	102879	79.42	86.74	0.79	85.39	0.10
PG	Mo	MR.Mo.9	102869	66.34	70.81	0.62	68.70	0.09
PG	Mo	MR.Mo.7	102874	78.25	86.73	0.58	85.12	0.12
PG	Mo	MR.Mo.1-2	103367	30.02	31.87	1.88	27.41	0.18

las areniscas de **Mora** (58,21), **Castellar** (51,43) y **Camarillas** (58,33) son comparables entre sí, considerando que el mayor contenido en CaO en alguna de las muestras de **Castellar** ha podido disminuir el valor medio del CIA.

-Índice de meteorización química:  $CIW = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)} \times 100$  en proporciones moleculares (Harnois, 1988). Se diferencia del CIA en que no incluye K, ya que puede ser lixiviado durante la meteorización o incorporado durante la diagénesis. De la misma forma que con el índice anterior, los valores medios en areniscas son comparables entre las formaciones estudiadas (**Mora**: 63,14; **Castellar**: 55,46; **Camarillas**: 70).

-El índice de variabilidad composicional (ICV) viene dado por la expresión (Cox *et al.*, 1995):  $ICV = \frac{Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2}{Al_2O_3}$ . Este índice mide la

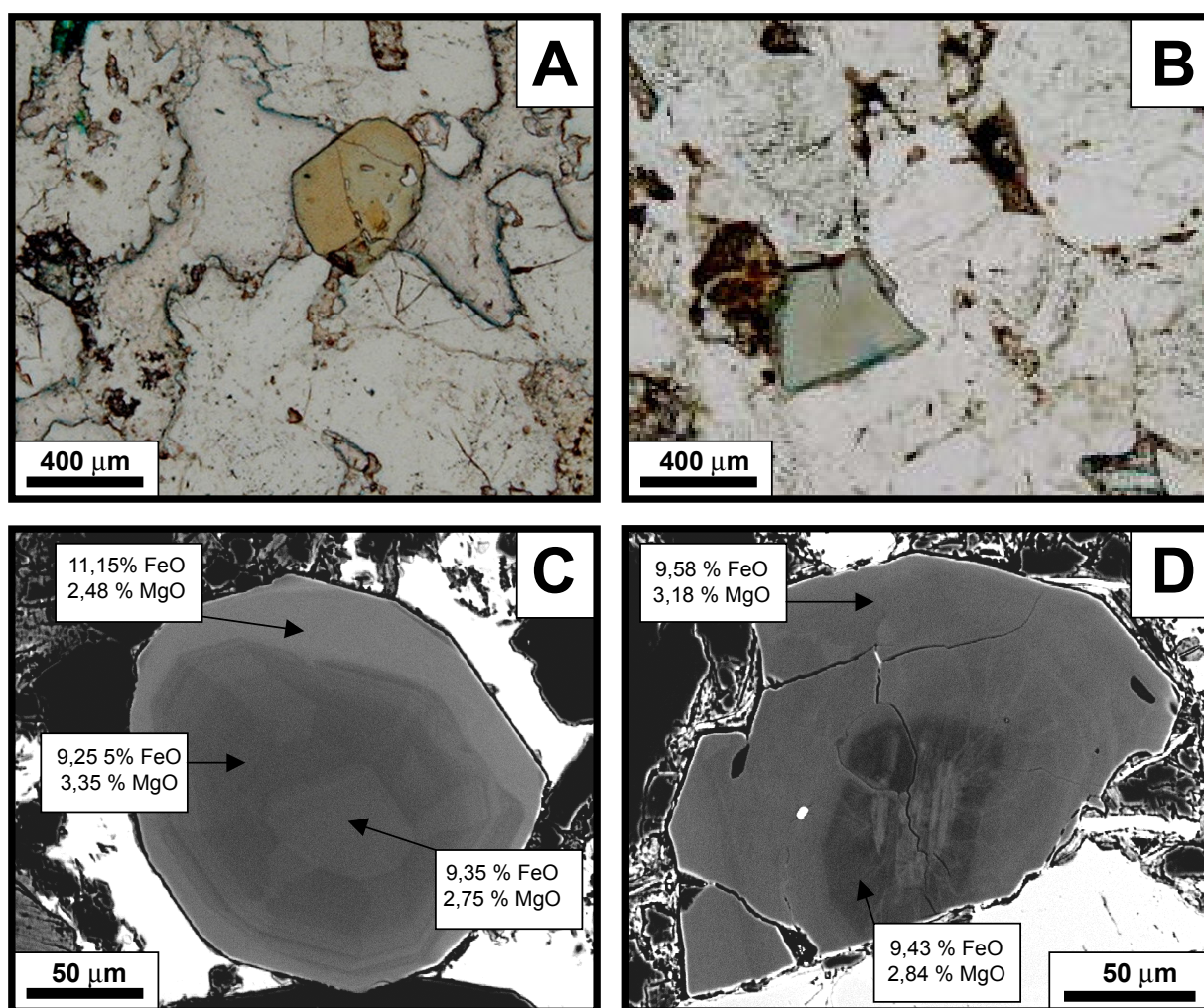
abundancia relativa de los cationes mayoritarios, frente al  $Al_2O_3$  en una roca y excluye el SiO<sub>2</sub> para eliminar problemas de dilución por el cuarzo. Los valores medios para las areniscas de **Mora** (1,03) y **Camarillas** (1,07) están próximos a 1 y para **Castellar** (1,86) en torno a 2. Este índice queda complementado con la relación  $K_2O/Al_2O_3$  que aumenta ligeramente en las areniscas desde **Mora** (0,13) a **Castellar** (0,14) y **Camarillas** (0,26).

-Índice de alteración de la plagioclasa (PIA; Fedo *et al.*, 1995):  $PIA = 100 \times \frac{(Al_2O_3 - K_2O)}{(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)}$  expresados como proporciones moleculares y donde el CaO\* representa sólo el Ca de la fracción silicatada. Este índice permite estimar el grado de meteorización de la plagioclasa. Los valores medios en las areniscas quedan comprendidos entre 60 y 65 (**Mora**: 60,41; **Castellar**: 52,80; **Camarillas**: 64,60).

### 11.5.- Análisis químico en fases minerales: Turmalinas

Al ser la turmalina el mineral pesado más abundante en las areniscas de las tres formaciones se ha realizado un análisis químico puntual, teniendo en cuenta su zonación, mediante microsonda electrónica. Este mineral se caracterizan por tener tamaños <200  $\mu\text{m}$ ,

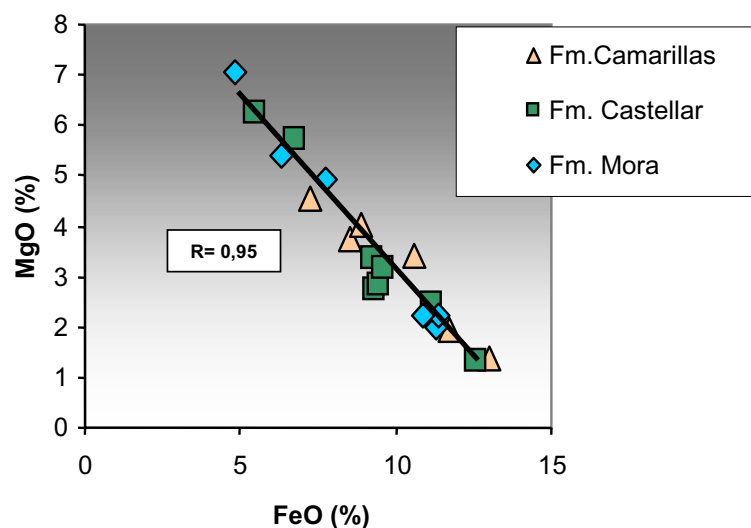
bordes en ocasiones muy angulosos y colores de pleocroísmo desde marrón a verde (Fig. 11.5.1-A y B). Las turmalinas analizadas se caracterizan por tener un zonado composicional concéntrico (Fig. 11.5.1-C y D) con variaciones en el contenido en Fe y en Mg. Presentan contenidos relativamente altos en Fe; valores bajos de Mg y Na; y muy bajos en Ti, Mn, Ca, Ba, K y Sr (Tabla 11.7). No se han observado



**Figura 11.5.1.** (A) y (B) Aspecto de las turmalinas en el microcopio petrográfico en la Fm. Mora y Castellar, respectivamente. En todas las areniscas estudiadas es frecuente la presencia de turmalinas con colores marrones y verdes. (C) y (D) Detalle del zonado composicional que presentan los cristales de turmalina analizados en la microsonda. Observar que en ocasiones este mineral suele ser subidiomorfo y preserva alguna cara cristalina.

diferencias en la composición de las turmalinas entre las areniscas de las distintas formaciones, si bien, el contenido en Fe y Mg varía ligeramente entre las muestras, pero todas se aproximarían

a clasificarse como de tipo chorlo por la mayor proporción de Fe frente al Mg (Fig. 11.5.2) y muestran una elevada correlación entre ambos elementos ( $R=0,95$ ).



**Figura 11.5.2.** Contenido en FeO frente a MgO para las turmalinas mostrando una pauta lineal con pendiente negativa que oscila entre 4,8 y 13% de FeO y 1,3 y 7% de MgO.



**Tabla 11.7.** Análisis de turmalinas en las areniscas del Cretácico inferior.

Subc.	Fm.	Pleocro.	Muestra	Nº ana	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SrO	TOTAL %
					% peso											
AL	Cm	Marrón	AB.Cm.7	19	34.90	0.73	33.49	13.00	0.15	1.38	0.14	0.02	1.93	0.01	0.22	85.96
AL	Cm	Marrón	AB.Cm.7	20	34.34	0.74	33.45	11.74	0.07	1.93	0.14	0.08	1.92	0.01	0.23	84.63
AL	Cm	Marrón	AB.Cm.7	21	36.31	0.67	34.10	7.25	0.09	4.55	0.22	0.08	1.84	0.03	0.16	85.27
AL	Cm	Marrón	AB.Cm.7	13	35.38	0.36	33.31	10.62	0.02	3.42	0.21	0.10	2.00	0.01	0.20	85.63
PG	Cm	Marrón	MR.Cm.26	42	35.38	0.48	33.57	8.52	0.08	3.76	0.21	0.00	1.94	0.01	0.26	84.18
PG	Cm	Marrón	MR.Cm.26	33	35.46	0.74	34.06	8.92	0.07	4.05	0.50	0.02	2.06	0.04	0.27	86.16
PG	Cs	Verde	CA.Cs.1	57	34.52	0.52	33.75	12.58	0.25	1.31	0.07	0.05	1.89	0.04	0.24	85.21
PG	Cs	Verde	CA.Cs.1	58	34.89	0.44	33.46	11.15	0.14	2.48	0.12	0.02	1.99	0.03	0.20	84.92
PG	Cs	Verde	CA.Cs.1	59	35.87	0.43	34.48	9.24	0.15	3.35	0.18	0.05	1.83	0.01	0.27	85.85
PG	Cs	Verde	CA.Cs.1	60	35.96	0.10	35.07	9.35	0.05	2.75	0.08	0.00	1.42	0.02	0.18	84.97
PG	Cs	Marrón	CA.Cs.1	61	35.87	0.36	35.39	9.43	0.02	2.84	0.06	0.00	1.52	0.02	0.16	85.66
PG	Cs	Marrón	CA.Cs.1	62	35.61	0.53	33.72	9.58	0.01	3.18	0.14	0.00	1.90	0.03	0.20	84.89
PG	Cs	Marrón	CA.Cs.1	63	35.82	0.65	33.38	5.46	0.03	6.25	0.31	0.09	2.09	0.02	0.27	84.35
PG	Cs	Marrón	CA.Cs.1	64	36.54	0.66	33.13	6.76	0.03	5.75	0.32	0.00	1.88	0.01	0.26	85.34
PG	Mo	Verde	MR.Mo.3	45	35.48	0.16	34.11	11.28	0.19	2.00	0.10	0.02	1.95	0.02	0.18	85.48
PG	Mo	Verde	MR.Mo.3	46	35.20	0.28	34.02	11.39	0.23	2.23	0.11	0.00	1.97	0.02	0.20	85.66
PG	Mo	Verde	MR.Mo.3	47	35.18	0.30	34.72	10.91	0.11	2.22	0.08	0.00	1.99	0.01	0.23	85.75
PG	Mo	Marrón	MR.Mo.3	42	36.39	0.55	33.65	6.32	0.11	5.38	0.10	0.00	1.66	0.01	0.27	84.44
PG	Mo	Marrón	MR.Mo.3	43	35.83	0.72	33.78	7.73	0.07	4.93	0.17	0.00	2.11	0.04	0.20	85.56
PG	Mo	Marrón	MR.Mo.3	44	36.54	0.56	33.09	4.83	0.00	7.06	0.44	0.06	2.09	0.00	0.25	84.90

## 12.- Composición mineralógica y química de lutitas

### 12.1.- Mineralogía de las lutitas (DRX)

Los análisis de DRX de roca total de las lutitas de las distintas formaciones indican que están constituidas principalmente por cuarzo y filosilicatos. El contenido en feldespatos aumenta hacia el techo de la serie del Cretácico inferior estudiada, desde <6,8% en **Mora**, hasta <11,1% en **Castellar** y <33,5% en **Camarillas**. Si consideramos los diversos tipos de minerales arcillosos, se observa que la illita (3,3 a 48,5 %) predomina sobre el caolín (hasta 39,4 %) y la clorita (hasta 8,5 %), independientemente de

la formación considerada (Tabla 12.1). Entre las formaciones, se observa que las lutitas de **Mora** y **Castellar** tienen una proporción significativa de clorita (1,3 a 8,5 % y hasta 3,8 % respectivamente), respecto a las lutitas de la **Fm. Camarillas** (hasta 3 %). El caolín está presente en todas las muestras analizadas, aunque en proporciones variables, al igual que la calcita y la siderita. Otros constituyentes menos abundantes en las lutitas serían la piritita y la siderita.

**Tabla 12.1.** Análisis de DRX de roca total en las lutitas de las distintas formaciones.

Subc.	Fm.	Muestra	%Filosilicatos	%Filosilicatos			%Q	%Ftos	%Cal	%Sid	otros
				%Kaol	%Illita	%Clorita					
AL	Cm	AB.Cm.A(3)	23.1	12.6	9.7	0.8	47.5	16.0	10.8	2.5	
AL	Cm	AB.Cm.A(2)	15.2	5.9	9.2	-	48.7	33.5	1.3	1.3	py
AL	Cm	AB.Cm.A(1)	37.7	6.0	31.0	0.7	51.5	4.0	2.7	4.0	py
GA	Cm	M.Cm.A(3)	39.5	6.2	32.5	0.9	51.1	6.2	0.9	2.3	py
GA	Cm	M.Cm.A(2)	21.1	2.0	19.0	0.1	68.2	6.3	-	4.4	py
GA	Cm	M.Cm.A(1)	42.3	22.2	20.1	-	45.3	4.8	0.5	7.2	
PG	Cm	MR.Cm.26(A)	41.5	2.5	36.1	3.0	22.8	2.1	31.0	2.6	py
PG	Cm	MR.Cm.17(A)	46.3	7.2	37.8	1.4	36.3	6.0	-	11.4	py
PG	Cm	MR.Cm.11(A)	54.9	6.6	47.0	1.3	37.7	4.0	-	3.4	
PG	Cm	MR.Cm.A(2)	34.8	5.4	28.6	0.9	50.9	9.4	0.5	4.4	py
PG	Cm	MR.Cm.A(1)	54.3	9.9	42.8	1.6	34.6	3.6	6.0	1.4	
PG	Cm	PÑ.Cm.A(3)	51.1	1.1	48.5	1.6	41.6	2.8	2.6	1.9	
PG	Cm	PÑ.Cm.A(2)	47.0	4.8	38.8	3.3	45.9	2.9	1.6	2.6	
PG	Cm	PÑ.Cm.A(1)	46.5	1.3	43.3	1.9	46.7	3.6	-	3.3	py
AL	Cs	AB.Cs.A(3)	17.9	3.0	12.0	3.0	3.6	0.5	78.0	-	
AL	Cs	AB.Cs.A(2)	26.1	15.6	6.7	3.8	69.2	1.5	2.4	0.8	
PG	Cs	CA.Cs. A(1)	37.8	5.0	30.8	2.0	46.7	2.6	10.1	2.7	
PG	Cs	MR.Cs.A(2)	16.0	4.0	10.7	1.3	8.6	1.8	72.6	1.0	
PG	Cs	MR.Cs.A(1)	4.3	1.0	3.3	0.1	75.7	11.1	7.8	1.1	
PG	Cs	V.Cs.A(2)	41.1	18.4	22.7	-	48.2	2.6	6.6	1.5	
PG	Cs	V.Cs.A(1)	47.4	17.0	29.2	1.2	24.4	3.8	23.1	1.3	
PG	Mo	MR.Mo.11-12 (A)	40.6	3.2	35.0	2.4	35.6	2.4	0.3	21.1	
PG	Mo	MR.Mo.8-9 (A)	34.2	5.9	27.0	1.3	55.7	6.8	0.9	2.3	
PG	Mo	MR.Mo.5(A)	56.4	8.6	39.4	8.5	31.5	2.7	6.5	2.8	
PG	Mo	MR.Mo.2-3(A)	38.1	5.6	30.3	2.2	51.2	3.7	3.8	3.2	

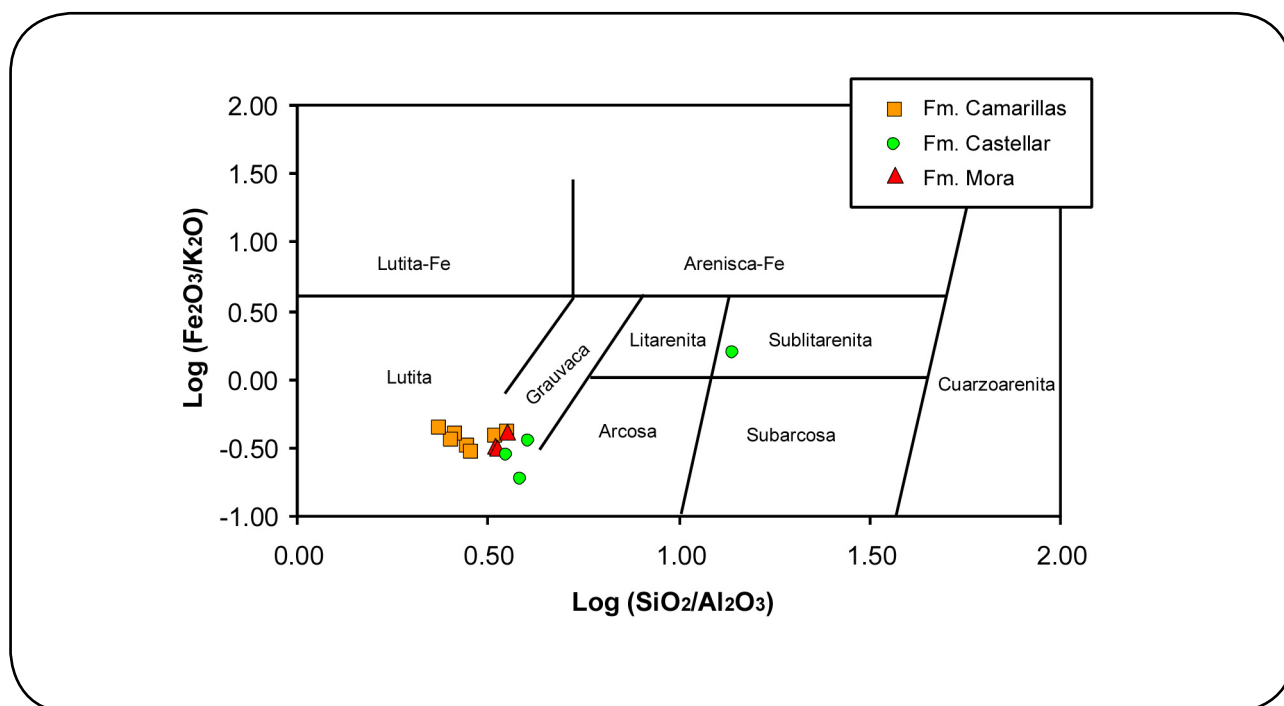
## 12.2.- Composición química

### 12.2.1.- Elementos mayores

La concentración de elementos mayores en las lutitas analizadas queda recogida en la Tabla 12.2. Mediante la clasificación geoquímica de Herron (1988) se clasificarían en el campo de las

grauvacas y lutitas (Fig. 12.2.1).

A continuación se utilizarán los diagramas binarios y triangulares más representativos para



**Figura 12.2.1.** Clasificación geoquímica de Herron (1988) para las lutitas de las formaciones Mora, Castellar y Camarillas.

Tabla 12.2. Concentración de elementos mayores en las lutitas analizadas.

Subc.	Fm.	Muestra	SiO <sub>2</sub> % peso	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	TOTAL %
AL	Cm	AB.CM.A(3)	55.36	19.88	6.54	0.03	1.54	0.48	0.94	3.58	0.85	0.10	9.52	98.82
AL	Cm	AB.CM.A(1)	51.08	19.75	7.76	0.03	1.47	1.88	0.39	3.75	0.76	0.10	11.94	98.89
GA	Cm	M.CM.A(3)	53.96	21.18	7.65	0.02	1.80	0.38	0.20	4.66	0.74	0.06	8.05	98.70
GA	Cm	M.CM.A(2)	60.84	18.32	7.08	0.02	1.42	0.69	0.35	4.39	0.82	0.17	6.25	100.35
PG	Cm	MR.CM.11(A)	59.67	20.75	6.10	0.02	1.16	0.29	0.27	4.87	0.88	0.09	6.17	100.26
PG	Cm	MR.CM.A(1)	53.29	22.62	9.89	0.01	0.75	0.21	0.17	4.69	0.87	0.09	7.51	100.11
PG	Cm	PN.CM.A(3)	62.22	21.51	2.06	0.01	0.70	0.40	0.18	5.72	0.99	0.10	6.35	100.24
PG	Cm	PN.CM.A(2)	57.62	16.16	6.66	0.02	0.96	0.87	0.41	4.26	0.78	0.24	10.83	98.83
AL	Cs	AB.CS.A(2)	66.34	17.20	3.19	0.01	0.38	0.78	0.40	1.20	1.03	0.03	8.31	98.86
PG	Cs	CA.CS.A(1)	52.92	14.81	4.09	0.07	1.18	3.60	0.25	3.58	0.64	0.07	17.33	98.54
PG	Cs	V.CS.A(2)	57.71	14.15	4.91	0.02	0.51	2.39	0.20	2.73	0.74	0.04	15.19	98.60
PG	Mo	MR.MO.11-12(A)	60.41	18.21	5.94	0.02	1.85	0.69	0.18	5.32	0.71	0.07	6.81	100.20
PG	Mo	MR.MO.8-9(A)	61.33	17.30	7.15	0.02	2.28	0.62	0.18	4.23	0.81	0.06	6.34	100.32
PG	Mo	MR.MO.5(A)	58.02	17.31	5.45	0.03	2.03	3.26	0.17	4.49	0.71	0.04	8.46	99.96



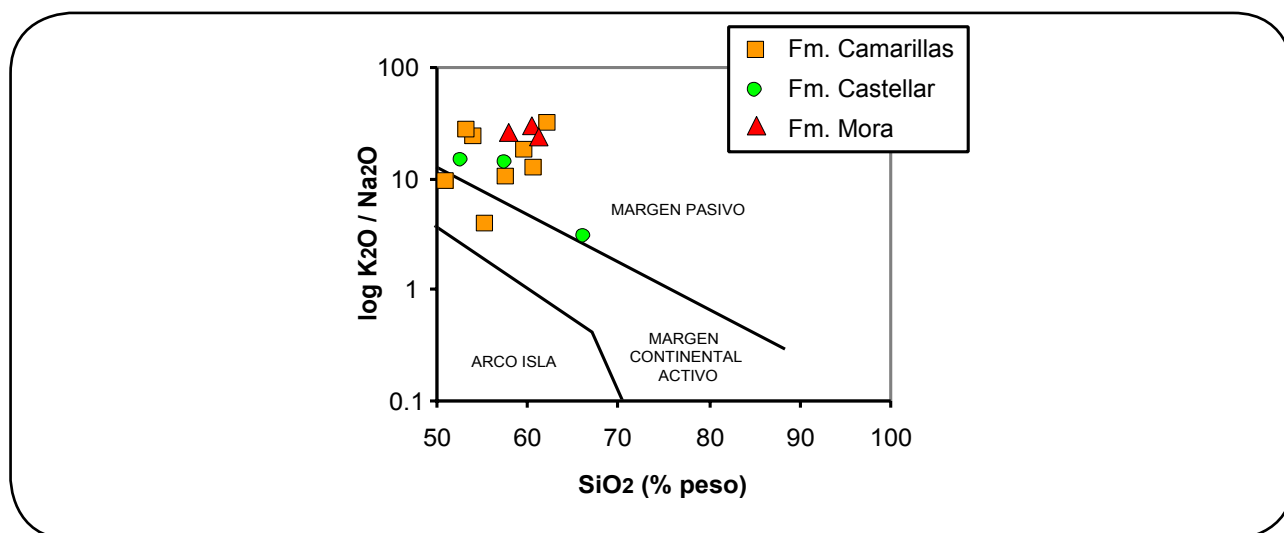
estudiar la composición en elementos mayores. En algunos de estos gráfico se ha incluido las pautas y las composiciones de varios minerales y rocas propuestos por diferentes autores y que se discutirán más tarde en el capítulo 13.

El diagrama binario de Roser y Korsch (1986) permite observar que las lutitas estudiadas tienen valores altos de la relación  $\log K_2O/Na_2O$  (Fig. 12.2.2), presentando poca dispersión en el contenido en  $SiO_2$ .

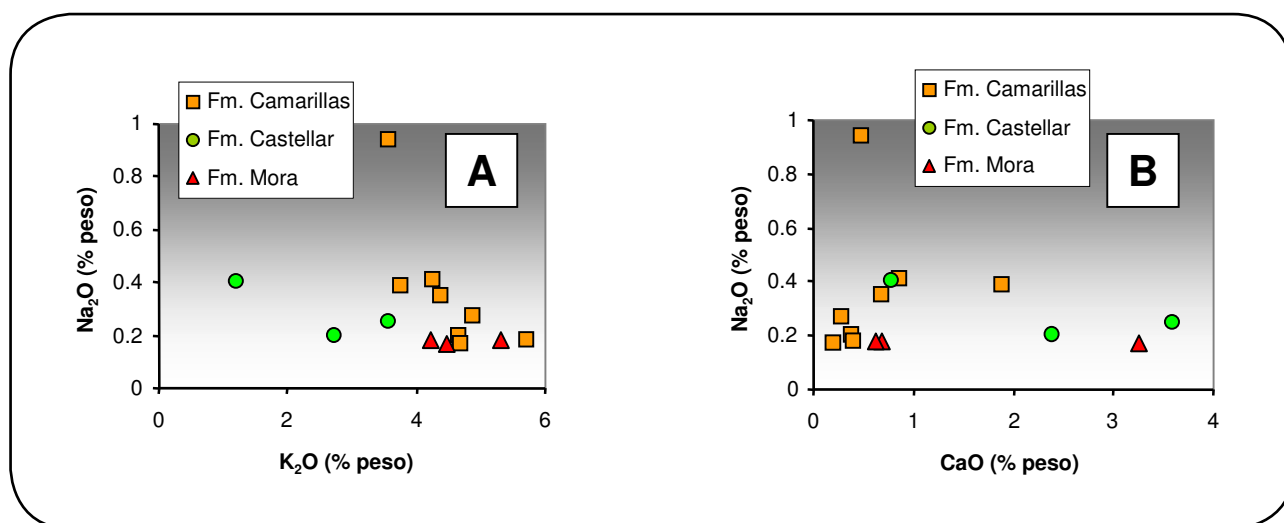
Al igual que en las areniscas, se han representado los análisis químicos de las lutitas en los

diagramas de Bhatia (1983), donde se considera el contenido en  $Fe_2O_3+MgO$  frente al  $TiO_2$  y al  $Al_2O_3+SiO_2$ . La distribución de las muestras es dispersa presentando grandes variaciones, tanto en el contenido del  $Fe_2O_3+MgO$ , como del  $TiO_2$  y  $Al_2O_3+SiO_2$ , por lo cual no consideramos apropiados estos diagramas a la hora de discriminar una procedencia para las lutitas estudiadas.

Las relaciones del  $Na_2O$  frente al  $K_2O$  (Fig. 12.2.3-A) y  $Na_2O$  frente al  $CaO$  (Fig. 12.2.3-B) de las lutitas muestran que la **Fm. Castellar** tienen valores bajos de K frente a Na (0,5 a 3,6



**Figura 12.2.2.** Diagrama binario  $\log K_2O/Na_2O$  frente a  $SiO_2$  para las lutitas. Los campos que se representan corresponde a Roser y Korsch (1986) y permiten la discriminación del marco tectónico.

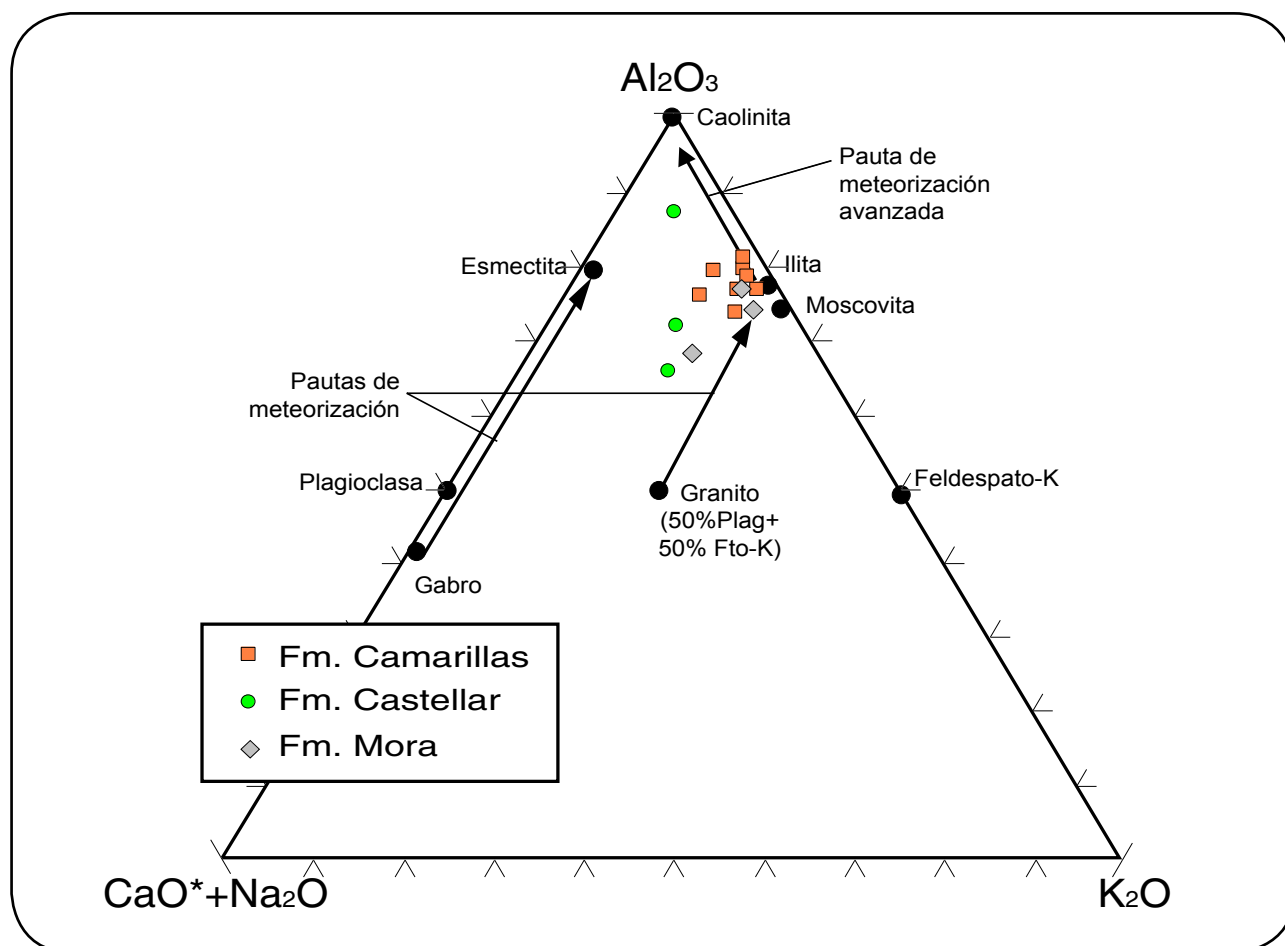


**Figura 12.2.3.** Diagramas binarios que enfrentan el  $Na_2O$  frente al  $K_2O$  (A) y al  $CaO$  (B) en las lutitas estudiadas.

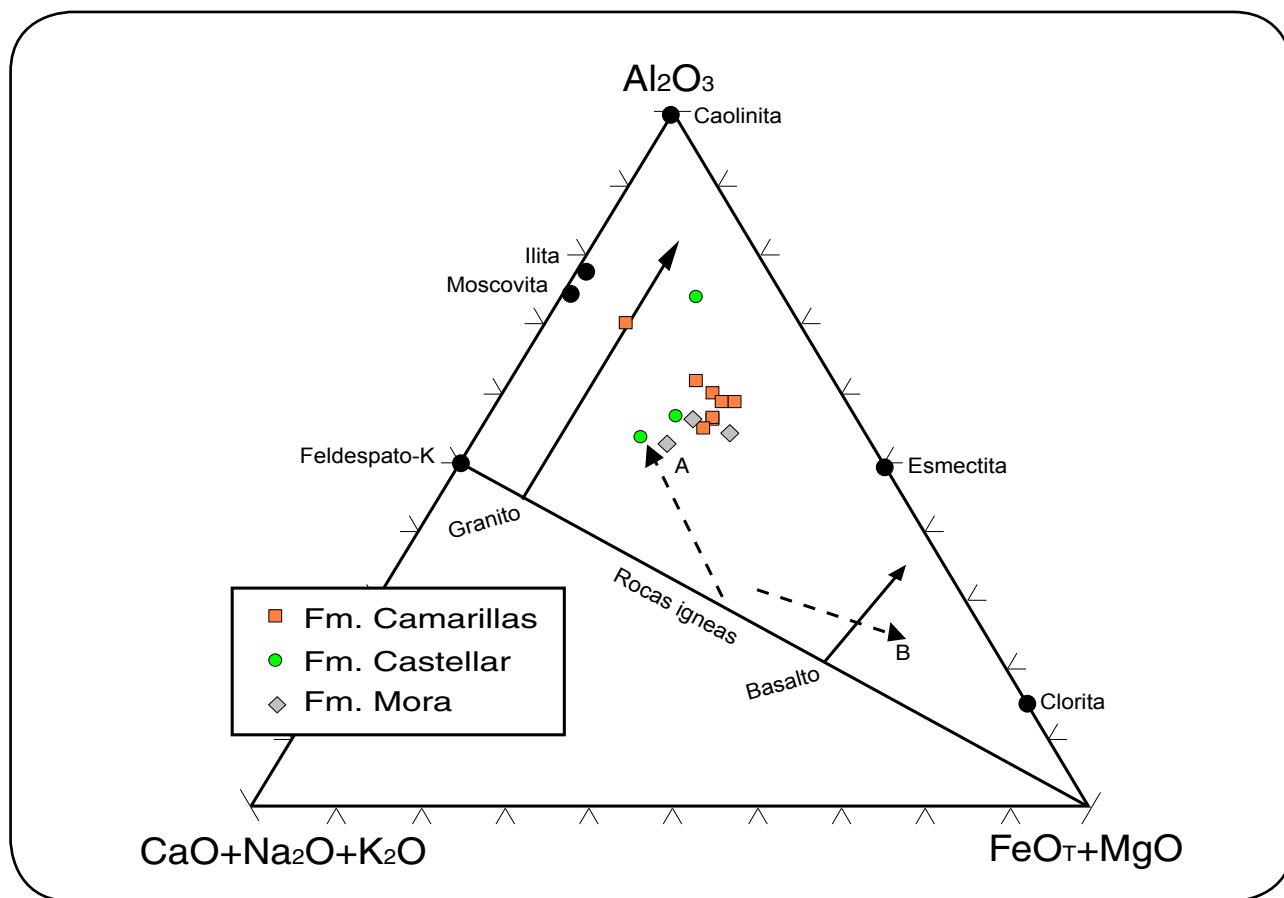
% de  $K_2O$ ) y las de **Mora** (4,2 a 5,3 % de  $K_2O$ ) y **Camarillas** (3,6 a 5,7 % de  $K_2O$ ) ligeramente superiores. Si se considera la relación entre Na y Ca se obtienen valores con cierta dispersión (Fig. 12.2.3-B), al igual que ocurría en la representación de las areniscas en este diagrama.

Respecto a los diagramas de alteración química, hemos utilizado los mismos que para las areniscas. En la Figura 11.2.6 se representa el contenido de  $Al_2O_3$ ,  $CaO^*+Na_2O$  y  $K_2O$  (Nesbitt y Young, 1984), donde se observa que las muestras de lutitas quedan representadas

hacia el vértice del Al, con un contenido bajo en  $CaO^*+Na_2O$  y tendiendo a agruparse en torno a la composición química característica de la illita-moscovita, algo más alejada de las esmectitas que en el caso de las areniscas (Fig. 11.1.5). En una variante del diagrama triangular anterior,  $Al_2O_3$ ,  $CaO^*+Na_2O+K_2O$  y  $FeO+MgO$  (Fig.12.2.7; Nesbitt y Young, 1984) las lutitas se agrupan en valores más altos de Fe y Mg que las areniscas, aunque algunas muestras se alejan de estos valores, por exceso de Fe y Mg (mayor contenido en biotita), o de Al (mayor contenido en caolín).



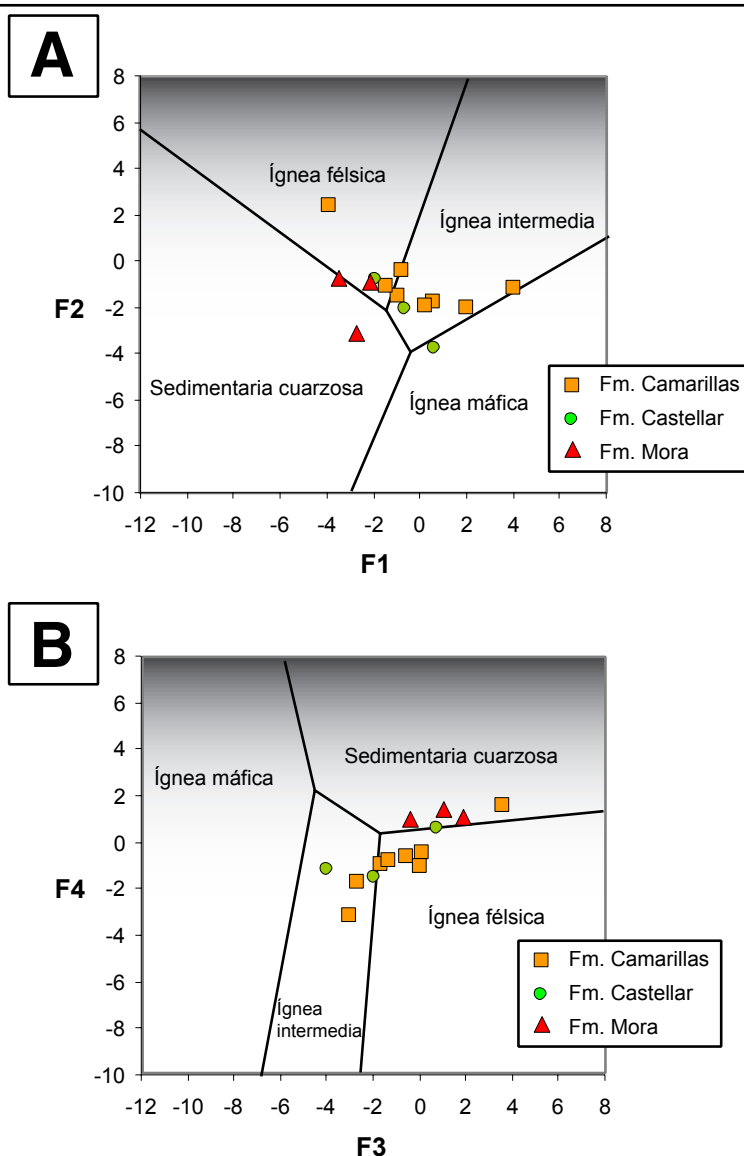
**Figura 12.2.4.** Diagrama triangular  $Al_2O_3$ ,  $CaO^*+Na_2O$  y  $K_2O$  para las lutitas, donde el  $CaO^*$  representa el Ca presente en minerales silicatados. Se ha representado la composición de distintos tipos de rocas (Nesbitt y Young, 1984).



**Figura 12.2.5.** Diagrama triangular  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{FeO}+\text{MgO}$  para las lutitas donde el  $\text{CaO}^*$  representa el Ca presente en minerales silicatados. Se ha representado la composición de distintos tipos de rocas (Nesbitt y Young, 1984).

En el diagrama de discriminación propuesto por Roser y Korsch (1988) para determinar el ambiente tectónico de rocas sedimentarias terrígenas se enfrenta el contenido en elementos mayores según dos funciones que incluyen varios elementos mayores (Fig. 12.2.6). En ellos se observa que las muestras tienden a proyectarse principalmente en el campo de la procedencia “ígnea intermedia” (Fig. 12.2.6-A), pero cerca del límite con los otros campos. Si consideramos las funciones discriminantes F3 y F4 (Fig. 12.2.6-B) se obtiene una representación de las muestras en los campos de procedencia “ígnea intermedia”, “ígnea félsica” y “sedimentaria cuarzosa”.

Las relaciones entre elementos mayores  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$  no presentan grandes variaciones entre las distintas lutitas de las formaciones estudiadas (Tabla 12.3). Sin embargo, en las lutitas intercaladas entre las areniscas de la **Fm. Mora**, la relación de  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  presenta un valor mayor (valor medio: 26,49) respecto a las otras formaciones. Por otra parte, para la relación  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ , el mayor valor (valor medio: 27,89) corresponde a las lutitas de la **Fm. Camarillas**.



**Figura 12.2.6.** Diagramas de discriminación del carácter litológico de las áreas fuentes por Roser y Korsch (1988). Están basados en los contenidos en elementos mayores, según las funciones discriminantes F1 y F2 en (A); F3 y F4 en (B).  $F1 = (-1.733TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76Fe_2O_3(\text{total}) - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09)$ ;  $F2 = (0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_3(\text{total}) - 1.142MgO) + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861$ ;  $F3 = (30.368TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_3(\text{total})/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382)$ ;  $F4 = (56.5TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_3(\text{total})/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89)$ .

**Tabla 12.3.** Relaciones entre los distintos elementos mayores en las lutitas analizadas.

	$Fe_2O_3+MgO$	$Al_2O_3/SiO_2$	$K_2O/Na_2O$	$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$
<i>arcillas:</i>				
<b>Fm. Camarillas</b>	7.94	0.35	17.13	27.89
<b>Fm. Castellar</b>	3.57	0.20	7.74	5.97
<b>Fm. Mora</b>	8.23	0.29	26.49	15.87

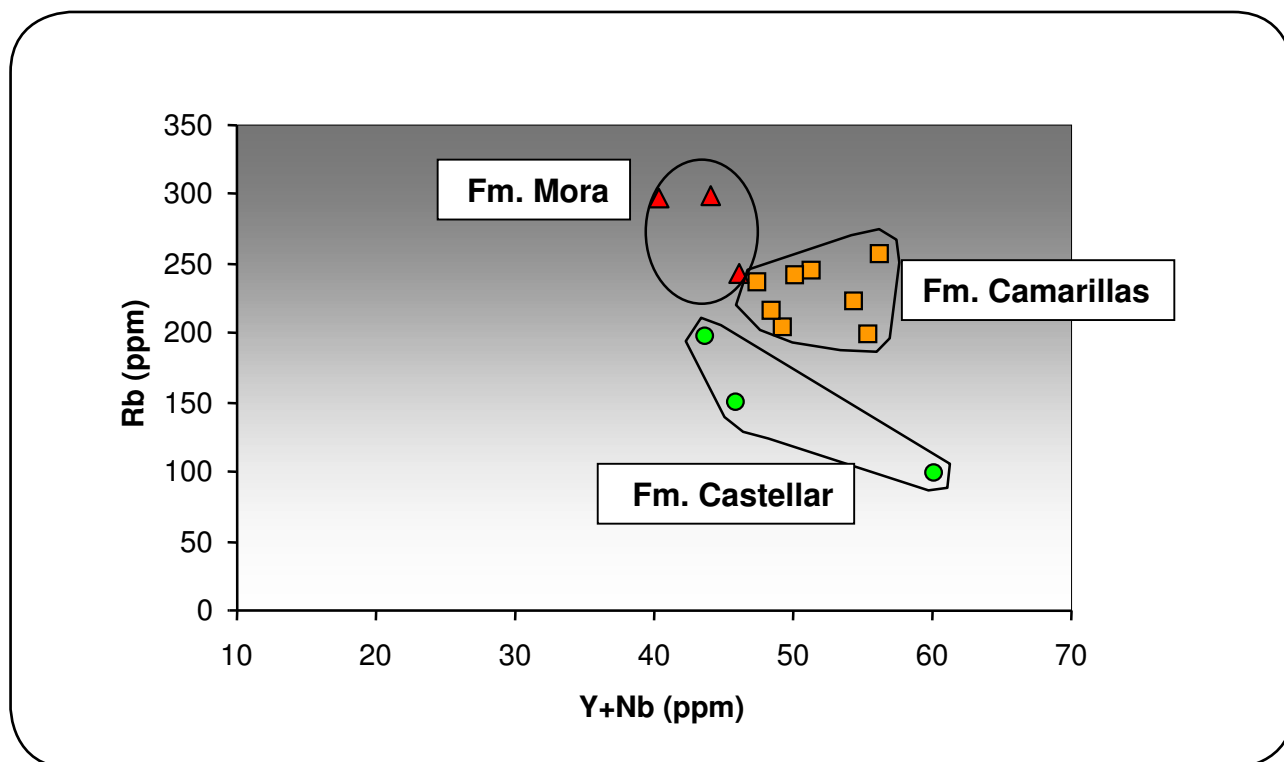


### 12.2.2.- Elementos menores y traza (REE)

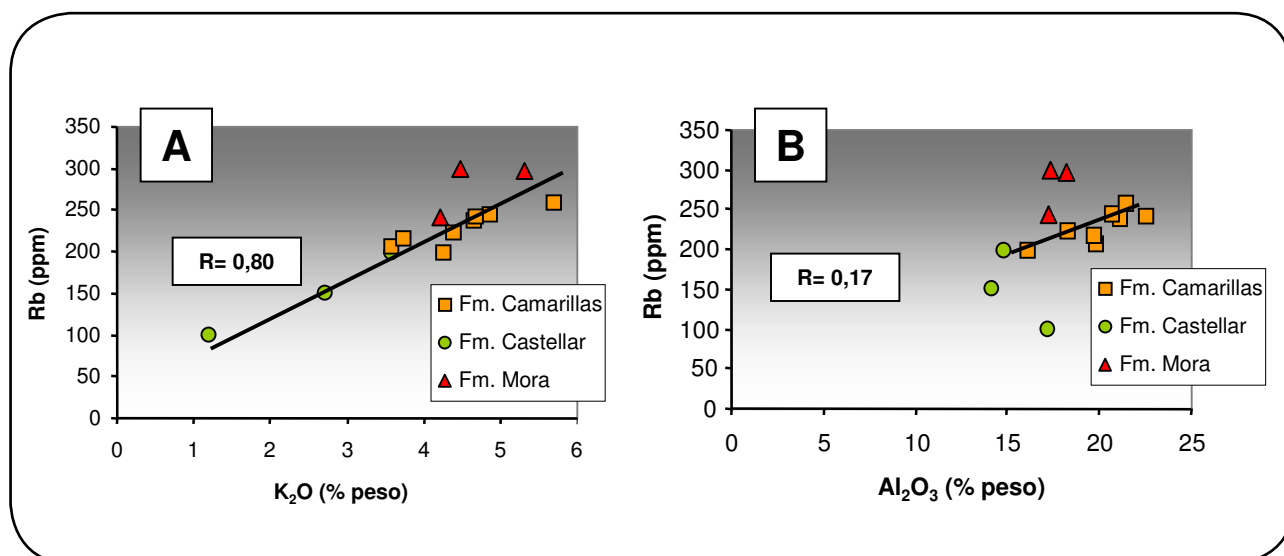
Los datos de los análisis de los elementos menores y traza (REE) de las lutitas figuran en la Tabla 12.4. En el gráfico que enfrenta el contenido en Rb frente al Y+Nb (Fig. 12.3.1) se observa que los valores de Y+Nb son comparables para todas las lutitas (desde 40 a 60 ppm). Respecto al contenido en Rb, las lutitas de la **Fm. Mora**

presentan los mayores valores (242 a 300 ppm). Los datos de las lutitas de la **Fm. Castellar** (60 a 197 ppm) son más bajos y presentan cierta dispersión en el diagrama.

El comportamiento del Rb frente al  $K_2O$  y al  $Al_2O_3$  muestra una correlación positiva en ambos casos (Fig. 12.3.2-A y B), con un valor más alto de correlación respecto al K que al Al (0,80



**Figura 12.3.1.** Diagrama binario Rb frente a Y+Nb que permite discriminar las lutitas de las distintas formaciones.



**Figura 12.3.2.** Diagramas binarios de Rb frente a  $K_2O$  (A) y frente a  $Al_2O_3$  (B) para las lutitas. La correlación del Rb con el K y el Al es positiva y queda bien definida en ambos casos.

**Tabla 12.4.** Elementos menores y traza (REE) analizados en las lutitas.

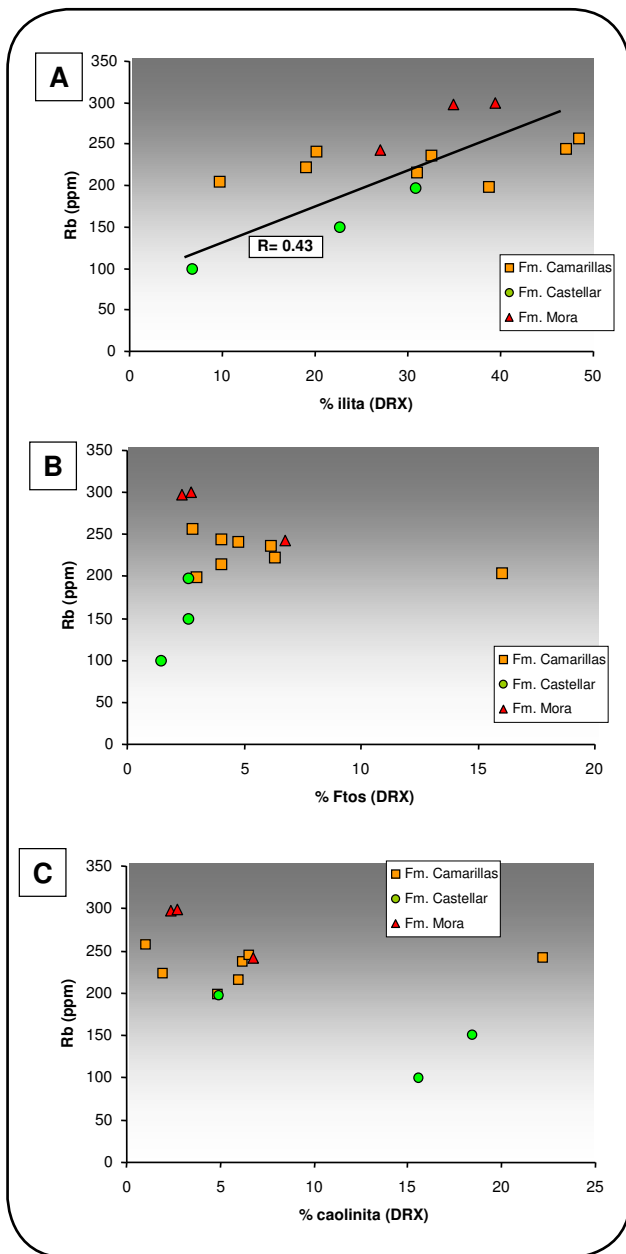
<b>Subcuenca</b>	Aliaga	Aliaga	Galve	Galve	Penyagolosa	Penyagolosa	Penyagolosa
<b>Formación</b>	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas
<b>Muestra</b>	AB.CM.A(3)	AB.CM.A(1)	M.CM.A(3)	M.CM.A(2)	MR.CM.11(A)	MR.CM.A(1)	PN.CM.A(3)
<i>ppm</i>							
<b>Sr</b>	148	118	109	102	98	105	115
<b>Y</b>	32.3	31.6	30.1	36.6	31.6	30.2	33.5
<b>Sc</b>	16	17	17	14	17	19	18
<b>Be</b>	6	5	6	5	6	6	5
<b>V</b>	98	112	106	101	111	137	111
<b>Cr</b>	91	87	85	71	80	94	90
<b>Co</b>	14	13	13	12	12	8	6
<b>Cu</b>	15	16	11	-10	-10	-10	49
<b>Zn</b>	132	131	141	124	109	76	-30
<b>Ga</b>	28	29	30	26	28	31	31
<b>Ge</b>	2.2	2.5	2.6	2.6	2.1	2.4	1.8
<b>As</b>	18	10	12	9	-5	11	15
<b>Rb</b>	205	215	237	223	244	241	257
<b>Zr</b>	178	159	162	239	207	175	279
<b>Nb</b>	16.4	17.0	17.3	17.9	19.7	20.0	22.7
<b>Mo</b>	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2
<b>Ag</b>	-0.5	-0.5	-0.5	0.5	-0.5	-0.5	0.6
<b>In</b>	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	0.1	0.1
<b>Sn</b>	8	8	9	9	9	9	13
<b>Sb</b>	1.6	2.5	1.5	1.2	1.1	3.6	0.9
<b>Cs</b>	17.3	19.9	20.5	18.7	20.8	24.3	20.0
<b>Ba</b>	519	597	514	488	530	552	563
<b>La</b>	44.7	40.9	41.4	49.8	47.6	37.5	59.2
<b>Ce</b>	94.9	84.8	87.2	105	99.1	75.0	125
<b>Pr</b>	9.86	8.89	9.08	11.2	10.3	7.98	13.0
<b>Nd</b>	38.9	35.4	35.6	45.0	39.9	31.8	49.7
<b>Sm</b>	8.72	7.51	7.29	9.79	8.11	7.35	9.91
<b>Eu</b>	1.62	1.46	1.36	1.80	1.53	1.46	1.62
<b>Gd</b>	7.43	6.61	6.08	8.80	6.86	6.80	7.06
<b>Tb</b>	1.23	1.11	1.06	1.43	1.18	1.16	1.18
<b>Dy</b>	6.18	5.78	5.63	7.13	6.14	6.05	6.36
<b>Ho</b>	1.23	1.20	1.14	1.41	1.26	1.22	1.30
<b>Er</b>	3.68	3.56	3.49	4.09	3.80	3.65	4.07
<b>Tm</b>	0.530	0.521	0.514	0.591	0.559	0.544	0.628
<b>Yb</b>	3.30	3.18	3.17	3.59	3.44	3.29	3.84
<b>Lu</b>	0.446	0.428	0.426	0.495	0.470	0.454	0.536
<b>Hf</b>	5.4	4.8	4.8	7.1	6.3	5.4	8.1
<b>Ta</b>	1.74	1.64	1.69	1.77	1.95	3.75	2.18
<b>W</b>	3.6	4.0	3.5	4.2	4.2	5.0	4.0
<b>Tl</b>	1.36	1.49	1.66	1.52	1.65	1.58	1.52
<b>Pb</b>	17	17	16	16	14	27	16
<b>Bi</b>	1.2	1.2	2.8	2.3	1.9	1.7	0.4
<b>Th</b>	15.9	15.0	15.0	17.5	16.6	16.8	20.3
<b>U</b>	5.18	3.77	2.98	4.26	4.28	7.04	6.62
<b>K**</b>	14860	15565	19342	18222	20214	19467	23742
<b>Ti**</b>	5096	4538	4442	4934	5294	5234	5947
<b>P**</b>	218	218	131	371	196	196	218

\* Valores negativos: por debajo del límite de detección. \*\* Calculados a partir de % óxido.

Tabla 12.4 (continuación).

<b>Subcuenca</b> <b>Formación</b> <b>Muestra</b>	Penyagolosa Camarillas PN.CM.A(2)	Aliaga Castellar AB.CS.A(2)	Penyagolosa Castellar V.CS.A(2)	Penyagolosa Mora MR.MO.11-12(A)	Penyagolosa Mora MR.MO.8-9(A)	Penyagolosa Mora MR.MO.5(A)
<i>ppm</i>						
Sr	184	74	87	59	79	78
Y	32.1	34.2	27.3	23.7	28.2	25.7
Sc	13	13	10	14	14	14
Be	6	3	4	7	6	5
V	83	65	79	90	94	82
Cr	82	71	61	65	68	60
Co	7	4	20	10	13	10
Cu	35	-10	24	21	12	12
Zn	380	-30	164	91	102	62
Ga	23	21	18	26	24	24
Ge	1.9	2.6	2.1	2.7	2.1	2.4
As	79	6	28	8	7	18
Rb	199	99	150	298	242	300
Zr	196	299	244	173	240	210
Nb	23.3	26.0	18.7	16.7	17.9	18.4
Mo	4	-2	-2	-2	-2	-2
Ag	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	0.6	-0.5
In	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1
Sn	8	8	6	10	8	9
Sb	4.2	1.4	1.6	1.2	1.1	1.8
Cs	15.7	16.2	15.3	24.1	20.5	24.4
Ba	702	260	277	434	433	377
La	45.6	31.3	42.5	38.7	50.2	35.5
Ce	88.8	56.9	83.0	81.1	99.3	71.5
Pr	9.48	6.02	8.87	8.29	10.6	7.46
Nd	37.2	23.7	33.9	32.0	40.3	29.1
Sm	7.72	4.70	6.41	6.27	7.67	5.93
Eu	1.38	0.899	1.08	1.10	1.32	1.03
Gd	6.88	4.97	5.27	5.16	6.20	5.15
Tb	1.14	1.02	0.93	0.87	1.05	0.94
Dy	5.91	5.97	5.05	4.56	5.53	4.99
Ho	1.22	1.33	1.05	0.93	1.12	1.04
Er	3.70	3.88	3.24	2.86	3.49	3.20
Tm	0.542	0.605	0.487	0.430	0.514	0.478
Yb	3.32	3.70	2.96	2.63	3.24	2.94
Lu	0.498	0.545	0.450	0.360	0.446	0.406
Hf	6.4	9.7	7.1	5.1	7.1	6.2
Ta	1.64	1.99	1.34	1.75	1.81	1.84
W	3.5	4.5	2.7	3.5	3.8	4.1
Tl	1.18	1.35	1.11	1.98	1.88	2.03
Pb	36	26	38	12	13	22
Bi	-0.1	1.4	-0.1	1.5	2.3	1.9
Th	15.1	15.9	16.1	14.6	16.0	15.9
U	8.17	3.44	4.43	2.62	2.82	4.14
K**	17682	4981	11331	22082	17557	18637
Ti**	4694	6145	4436	4232	4844	4238
P**	524	65	87	153	131	87

\* Valores negativos: por debajo del límite de detección. \*\* Calculados a partir de % óxido.

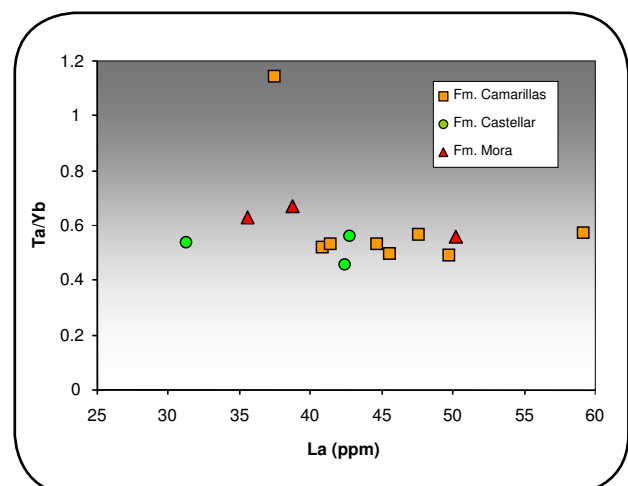


**Figura 12.3.3.** Contenido en Rb (ppm) frente a: (A) % illita, (B) % feldespato, y (C) % caolín. Los % en los tres casos han sido calculados a partir de análisis semicuantitativo en DRX.

frente a 0,17, respectivamente). Por lo tanto, si representamos la cantidad de Rb frente al porcentaje relativo (calculado a partir de DRX) de minerales que tengan K en su composición, como la illita y los feldespato-K (Fig. 12.3.3-A y B), se observa que en ambos casos la correlación es positiva y muy baja. Por último, si consideramos el Rb frente a la cantidad de caolín, mineral que, aunque está compuesto principalmente por silicio, hidrógeno y oxígeno, se encuentra reemplazando a los feldespato (Fig. 12.3.3-C), la correlación es muy baja y los valores se presentan con cierta dispersión.

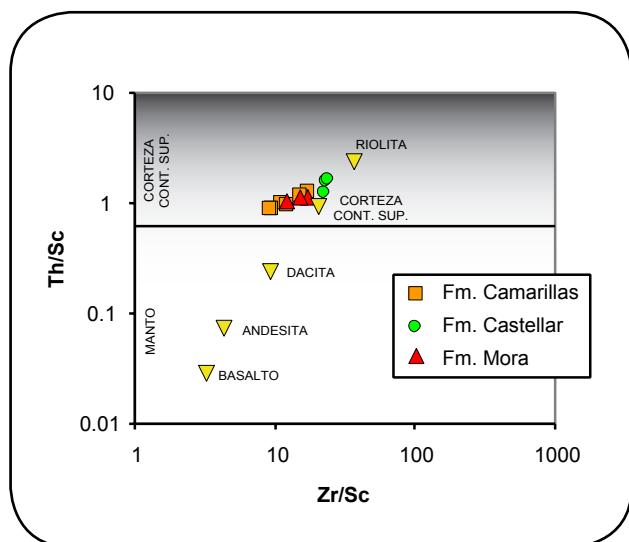
Respecto al contenido en La, que como veíamos en las areniscas permitía una cierta discriminación entre las formaciones, en el caso de las lutitas de las tres formaciones, los datos muestran una gran variación en el contenido en este elemento, desde 31 a 59 ppm (Fig. 12.3.4).

En el diagrama binario Th/Sc frente Zr/Sc de McLennan (2001) (Fig. 12.3.5) se observa que en las lutitas de la **Fm. Castellar** los valores son ligeramente superiores en ambas relaciones. Todas las muestras quedan agrupadas en el campo de corteza continental superior, con valores menores que las riolitas.



**Figura 12.3.4.** Diagrama Ta/Yb frente a La para las lutitas donde se observa una dispersión en el contenido en La.





**Figura 12.3.5.** Diagrama binario Th/Sc frente Zr/Sc para las lutitas. La línea que separa el campo de las rocas de la corteza continental superior de las rocas del manto tiene un valor de Th/Sc: 0,79 (McLennan, 2001).

Por último, los valores de las distintas relaciones entre elementos traza para cada muestra de lutita analizada quedan recogidos en la Tabla 12.5. Las relaciones La/Sc, La/Th, La/Yb, Th/Sc, Zr/Sc, La/Co, Th/Co y Cr/Th presentan valores comparables entre las lutitas de distintas formaciones. Sólo la **Fm. Castellar** presenta diferencias, con un ligero mayor contenido medio en Zr/Sc (Tabla 12.6).

**Tabla 12.5.** Relaciones elementales en las lutitas analizadas.

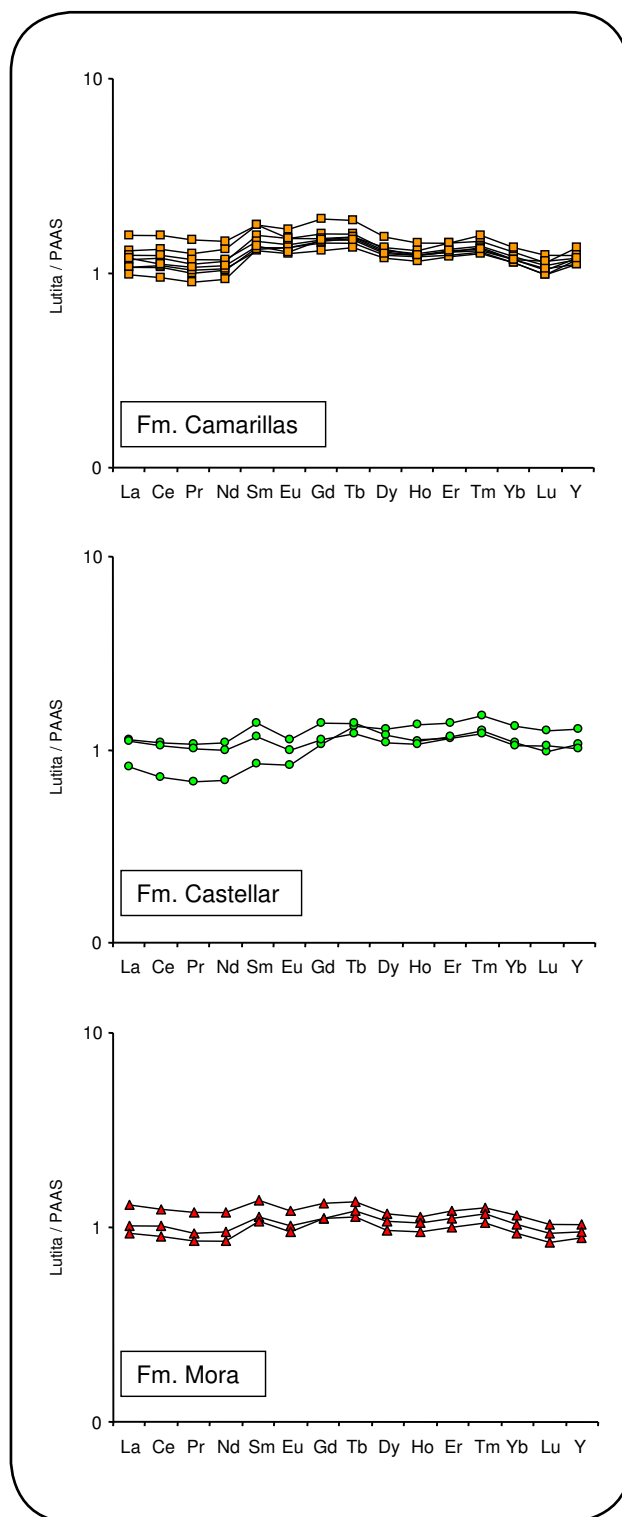
Subc.	Fm.	Muestra	La/Sc	La/Th	La/Yb	Th/Sc	Zr/Sc	La/Co	Th/Co	Cr/Th
AL	Cm	AB.CM.A(3)	2.8	2.8	13.6	1.0	11.1	3.2	1.2	5.7
AL	Cm	AB.CM.A(1)	2.4	2.7	12.9	0.9	9.4	3.1	1.1	5.8
GA	Cm	M.CM.A(3)	2.4	2.8	13.1	0.9	9.5	3.1	1.1	5.6
GA	Cm	M.CM.A(2)	3.6	2.8	13.9	1.2	17.1	4.0	1.4	4.1
PG	Cm	MR.CM.11(A)	2.8	2.9	13.8	1.0	12.2	4.0	1.4	4.8
PG	Cm	MR.CM.A(1)	2.0	2.2	11.4	0.9	9.2	4.4	2.0	5.6
PG	Cm	PN.CM.A(3)	3.3	2.9	15.4	1.1	15.5	9.6	3.3	4.4
PG	Cm	PN.CM.A(2)	3.5	3.0	13.7	1.2	15.1	6.5	2.2	5.4
AL	Cs	AB.CS.A(2)	2.4	2.0	8.5	1.2	23.0	7.3	3.7	4.5
PG	Cs	CA.CS.A(1)	4.3	2.7	14.0	1.6	23.3	2.6	1.0	3.1
PG	Cs	V.CS.A(2)	4.2	2.6	14.4	1.6	24.4	2.1	0.8	3.8
PG	Mo	MR.MO.11-12(A)	2.8	2.7	14.7	1.0	12.4	3.7	1.4	4.4
PG	Mo	MR.MO.8-9(A)	3.6	3.1	15.5	1.1	17.1	3.9	1.2	4.3
PG	Mo	MR.MO.5(A)	2.5	2.2	12.1	1.1	15.0	3.4	1.5	3.8

**Tabla 12.6.** Valores medios de las relaciones elementales de las lutitas analizadas.

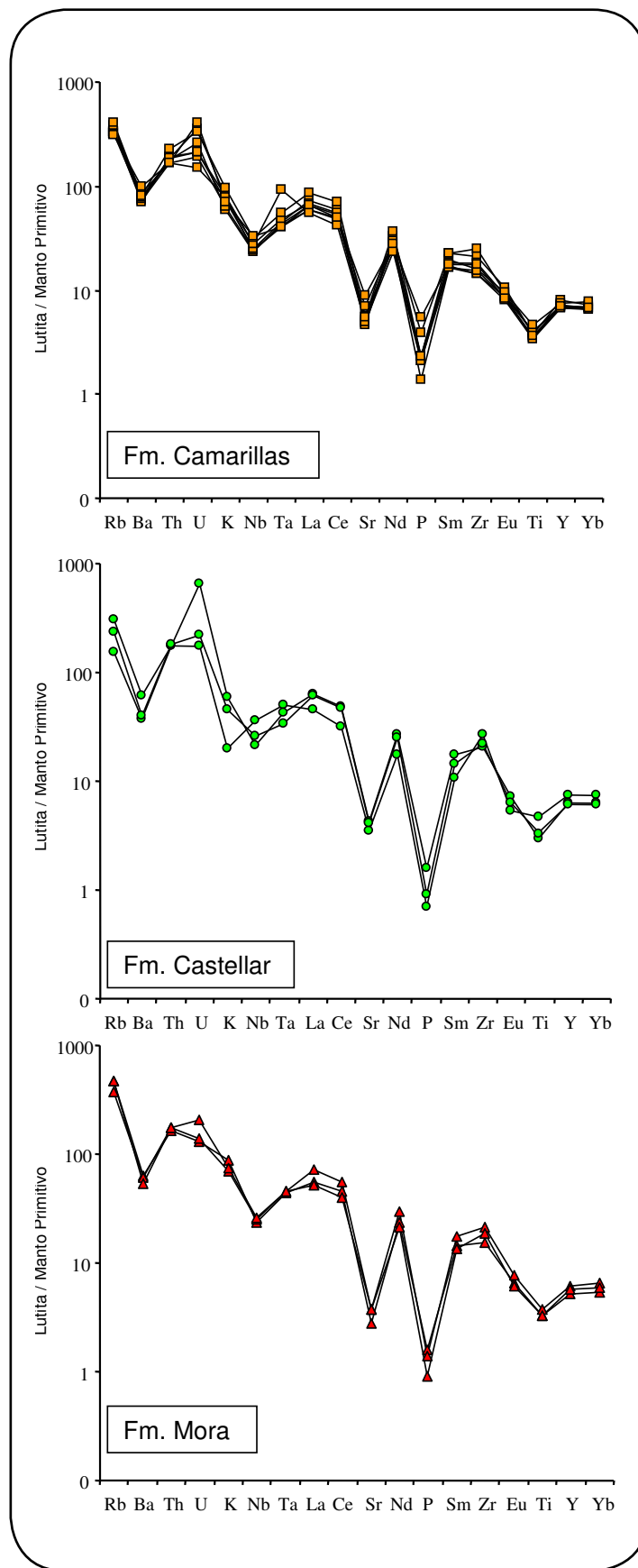
	Fm. Mora	Fm. Castellar	Fm. Camarillas
<i>arcillas:</i>			
La/Sc	3.0	2.7	2.8
La/Th	2.7	1.8	2.8
La/Yb	14.1	9.2	13.5
Th/Sc	1.1	1.1	1.0
Zr/Sc	14.8	17.1	12.4
La/Co	3.7	3.0	4.7
Th/Co	1.4	1.4	1.7
Cr/Th	4.2	2.8	5.2

## 12.2.3.- Diagramas multielementales y de REE

Las lutitas se han normalizado respecto al PAAS (*Post-Archean average Australian shale*) de Taylor y McLennan (1985) y también, respecto al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) con el objeto de poder comparar las pautas obtenidas en lutitas con las de areniscas. En el diagrama de REE normalizado respecto al PAAS (Fig. 12.4.1), se observa que todas las lutitas analizadas tienen una tendencia bastante plana, en torno al valor de 1, respecto al patrón comparado. Las lutitas de la **Fm. Mora** son las más parecidas al patrón. Las lutitas de la **Fm. Castellar** tienden a separarse ligeramente de este valor, tanto por encima como por debajo de 1, en los elementos de REE ligeros. Y en la **Fm. Camarillas**, los análisis se ajustan ligeramente por encima del patrón. En general, todas las formaciones presentan un ligero empobrecimiento en Pr, Nd, Eu, Dy, Ho y Lu, y un enriquecimiento en Sm, Tb y Tm. Por lo tanto, las lutitas analizadas estarían muy próximas a la composición del PAAS, mostrando ligeras variaciones. Por último, en el diagrama multielemental de las lutitas, normalizado respecto al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Fig. 12.4.2), se observa la misma tendencia que hemos comentado para las areniscas, con empobrecimiento en Ba, Nb, Sr, P y Ti, y enriquecimiento en Rb, U, La, Nd, Zr e Y. Al igual que el diagrama anterior, las lutitas de la **Fm. Castellar** presentan *spidergramas* con ligeras variaciones entre las distintas muestras.



**Figura 12.4.1.** Diagrama multielemental normalizado respecto al PAAS (Taylor y McLennan, 1985) para las lutitas de las formaciones Mora, Castellar y Camarillas.



**Figura 12.4.2.** Diagrama multielemental normalizado respecto a un manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las lutitas de las formaciones Mora, Castellar y Camarillas.

12.2.4.- Grado de meteorización

86,18; **Castellar**: 58,25; **Camarillas**: 91,85) son mayores que los de las areniscas (Tabla 11.6).

Los índices que se han calculado para las lutitas quedan reflejados en la Tabla 12.7.

-*Índice de alteración química* (CIA; Nesbitt y Young, 1982): Las lutitas muestran valores medios comparables entre las distintas formaciones (**Mora**: 68,95; **Castellar**: 51,61; **Camarillas**: 75,02), los cuales son mayores que los obtenidos para las areniscas (Tabla 11.6).

-*Índice de variabilidad composicional* (ICV; Cox *et al.*, 1995): En las lutitas, los valores medios son próximos o inferiores a 1 (**Mora**: 0,87; **Castellar**: 0,53; **Camarillas**: 0,55). Los valores medios de la relación  $K_2O/Al_2O_3$  en **Mora** (0,27) y **Camarillas** (0,23) son parecidos y, algo inferiores en **Castellar** (0,13).

-*Índice de meteorización química* (CIW, Harnois, 1988): De la misma forma que con el índice anterior los valores medios en lutitas (**Mora**:

-*Índice de alteración de la plagioclasa* (PIA; Fedo *et al.*, 1995): En las lutitas el valor medio de este índice disminuye desde **Mora** (82,02) a **Castellar** (55,18) y **Camarillas** (67,42).

**Tabla 12.7.** Índices de alteración química para las lutitas. CIA (índice de alteración química; Nesbitt y Young, 1982), CIW (índice de meteorización química; Harnois, 1988), ICV (índice de variabilidad composicional; Cox *et al.*, 1995) y PIA (índice de alteración de la plagioclasa; Fedo *et al.*, 1995).

Subc.	Fm.	Muestra	CIA	CIW	ICV	PIA	K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
AL	Cm	AB.CM.A(3)	75.98	89.20	0.70	86.92	0.18
AL	Cm	AB.CM.A(1)	70.98	83.10	0.81	79.62	0.19
GA	Cm	M.CM.A(3)	77.77	95.44	0.73	94.10	0.22
GA	Cm	M.CM.A(2)	73.62	90.99	0.81	88.21	0.24
PG	Cm	MR.CM.11(A)	76.89	95.56	0.65	94.13	0.23
PG	Cm	MR.CM.A(1)	79.78	97.18	0.73	96.39	0.21
PG	Cm	PN.CM.A(3)	74.91	95.50	0.47	93.79	0.27
PG	Cm	PN.CM.A(2)	70.24	87.84	0.86	83.78	0.26
AL	Cs	AB.CS.A(2)	83.67	89.31	0.41	88.54	0.07
PG	Cs	CA.CS.A(1)	57.95	68.30	0.91	61.40	0.24
PG	Cs	V.CS.A(2)	65.13	75.39	0.81	70.79	0.19
PG	Mo	MR.MO.11-12(A)	71.40	92.23	0.81	89.03	0.29
PG	Mo	MR.MO.8-9(A)	74.29	92.47	0.88	90.03	0.24
PG	Mo	MR.MO.5(A)	61.16	73.84	0.93	67.00	0.26

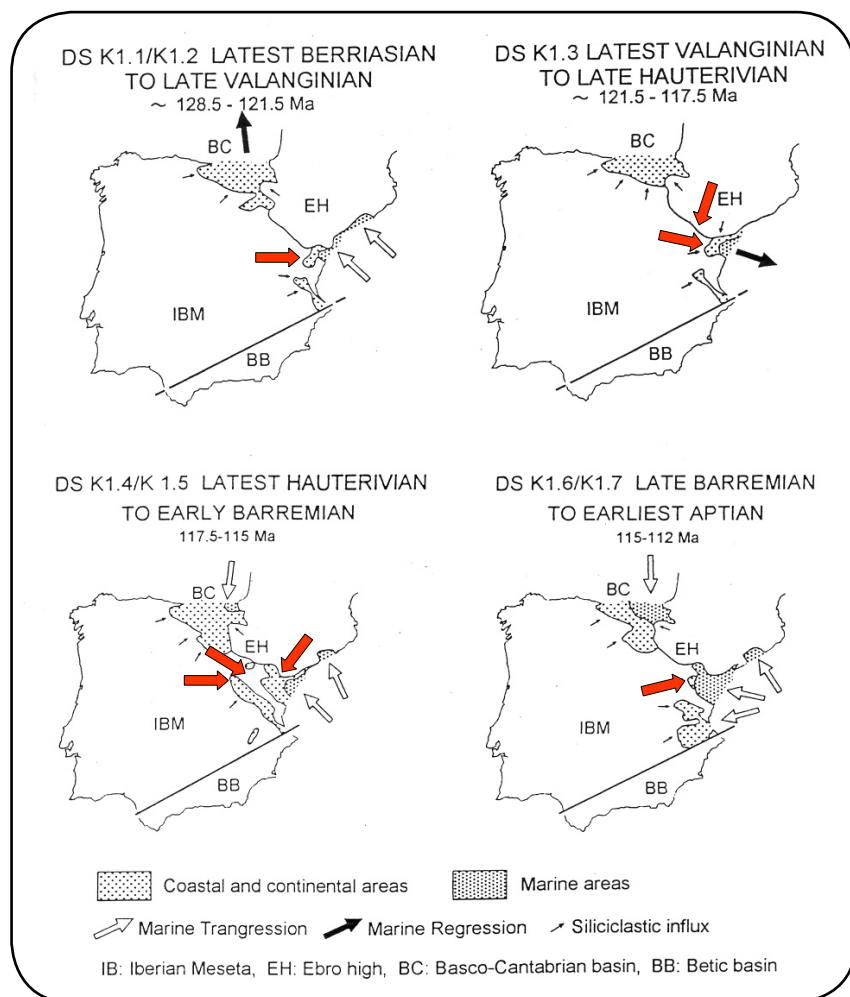
## 13.- Discusión de los resultados de composición: Interpretación de la procedencia

Antes de comenzar la discusión de todos los resultados obtenidos es necesario tener en cuenta los datos existentes en la bibliografía, acerca de la paleogeografía y las paleocorrientes para los sedimentos del Cretácico inferior. El objetivo de este análisis es poder realizar comparaciones entre las areniscas y lutitas estudiadas, con los tipos de rocas que afloran en las posibles áreas fuentes señaladas por las paleocorrientes.

### 13.1.- Paleocorrientes y paleogeografía

Salas y Guimerà (1997) consideran que las *subcuencas de Oliete, Aliaga, Galve y Penyagolosa* (las subcuencas marginales de la cuenca del Maestrazgo) han actuado como “trampas” de los sedimentos detríticos procedentes del N y NO, es decir, de la Meseta y

de los bloques levantados del zócalo Paleozoico. Otros autores (Soria, 1997; Meléndez y Soria, 1999) atendiendo a las medidas de paleocorrientes realizadas en la **Fm. Camarillas**, *subcuenca de Galve*, obtienen un sentido general de la paleocorriente hacia el E y SE, por lo que, las áreas fuentes se situarían en el Oeste (límite occidental de la cuenca) y N-NO (*subcuencas de Las Parras y Aliaga*). Soria (1997) considera que las influencias marinas provienen tanto del Sur (*subcuenca de Penyagolosa*) como del Este (Cuenca del Maestrazgo) y que durante el Cretácico inferior, la topografía era suave y el área de sedimentación marina estaba relativamente cerca. Recientemente Salas *et al.* (2001) consideran que durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, el “surco de Soria”, dentro del cual está integrada la cuenca del Maestrazgo, estaba limitado al SO por la Meseta Ibérica y al NE por el Alto del Ebro. Para esa etapa del *rifting*, estas zonas actuaron como umbrales paleotopográficos (Fig. 13.1.1).



**Figura 13.1.1.** Mapas paleogeográficos que muestran la evolución del rift ibérico durante el Berriasiense terminal al Aptiense. Observar las direcciones de aporte para materiales siliciclásticos en el momento de depósito de las areniscas estudiadas: Secuencias deposicionales K1.1= Fm. Mora; K1.3= Fm. Castellar; K1.4-1.7= Fm. Camarillas (Salas *et al.*, 2001).



Por lo tanto, basándose en las medidas de paleocorrientes y la paleogeografía hay que considerar que los sedimentos detríticos del Cretácico inferior proceden de áreas fuentes situadas al N y NO de la Cuenca del Maestrazgo.

### 13.2.- Análisis petrográfico frente a análisis químico

Una aproximación a la procedencia de rocas siliciclásticas debe integrar métodos petrográficos y químicos a fin de mejorar significativamente el potencial de estos análisis, ya que cada método tiene sus limitaciones (von Eynatten *et al.*, 1999). Esta combinación de análisis ha sido considerada previamente en los trabajos de Bhatia (1983), van Der Kamp y Leake (1985), Roser y Korsch (1988), Molinaroli *et al.* (1991), Rooney y Basu (1994), Cox y Lowe (1996), Armstrong-Altrin *et al.* (2004), entre otros.

Recientemente, von Eynatten *et al.*, (2003) han realizado una comparación entre el análisis petrográfico y el químico, llegando a la conclusión de que el análisis de la composición del esqueleto mediante petrografía convencional (de luz transmitida) tiene una baja capacidad para la diferenciación entre areniscas de distintas formaciones y áreas fuentes, en comparación con los análisis de minerales pesados y el análisis químico de elementos mayores y de elementos traza. Por el contrario, la obtención de datos mediante el análisis de elementos traza es una herramienta rápida y útil que presenta una mayor capacidad de separación o discriminación, entre áreas fuentes de composición contrastada. También permite evitar algunos problemas que se presentan en el estudio petrográfico, cuando se trata de areniscas arcillosas, arcosas alteradas y litoarenitas con grandes cantidades de pseudomatrix (Bhatia y Crook, 1986; McLennan *et al.*, 1993). Así, los análisis químicos de roca total han demostrado ser útiles en el estudio textural de grauvacas, debido a que su alto contenido en matriz es difícil de estudiar mediante técnicas petrográficas (Crook, 1974; Cox y Lowe, 1996; ver referencias en von Eynatten *et al.*, 2003). Crook (1974) sugirió el uso de análisis geoquímicos de areniscas para la discriminación

de ambientes tectónicos. La ventaja de los análisis químicos es que la geoquímica podría identificar el ambiente tectónico de metasedimentos, a pesar de la pérdida de la composición original (asumiendo un metamorfismo isoquímico). En esta misma línea, Bhatia (1983) y van Der Kamp y Leake (1985) han demostrado que el ambiente tectónico y la procedencia en areniscas inmaduras puede ser estudiado a partir de la composición química. Sin embargo, la química de roca total no permite discriminar entre componentes detríticos y autigénicos tales como cementos y minerales secundarios (von Eynatten *et al.*, 2003). Por lo tanto, es necesario un análisis integrado por varios métodos, ya que esto hace que se mejore significativamente la aproximación a la procedencia de rocas siliciclásticas, debido a que, como ya hemos señalado, cada método tiene sus limitaciones (von Eynatten y Gaupp, 1999).

### 13.3.- Análisis de las petrofacies

El estudio de la composición en areniscas, según von Eynatten *et al.*, (2003) ha sido tratado de diferentes formas en la bibliografía, interpretando sus diferencias por pertenecer a diferentes unidades litológicas (Füchtbauer, 1964), por derivarse las areniscas de distintas áreas fuentes a escala global (Dickinson y Suczek, 1979) o escala regional (van Der Kamp y Leake, 1995), por la presencia de condiciones climáticas contrastadas (Suttner *et al.*, 1981) o por las diferencias en la composición de las areniscas, debidas a procesos diagenéticos (Milliken, 1988). De esta forma, se puede considerar que la composición de las areniscas está estrechamente relacionada con la procedencia del sedimento, que a su vez está controlada por las rocas del área fuente, el clima, el transporte, el relieve y la diagénesis (Johnsson, 1993). Por lo tanto, la composición de las areniscas esta controlada por diversos factores geológicos de tal forma que los cambios en la composición reflejan cambios en uno o en varios de estos factores.

El estudio petrográfico, mediante el análisis composicional de las areniscas, es una herramienta útil y frecuentemente usada para caracterizar el área de procedencia de

los sedimentos (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983; Ingersoll, 1983; Marenssi *et al.*, 2002). Al realizar análisis modales se puede diferenciar entre fases detríticas y diagenéticas (como por ejemplo, la actuación de la compactación mecánica que genera pseudomatrix al deformar granos arcillosos del esqueleto o los reemplazamientos de feldespatos por minerales de la arcilla o carbonáticos); permite la diferenciación de texturas de granos individuales, incluso cuando tienen la misma mineralogía o quimismo; y además, puede contribuir a resolver problemas específicos en petrología sedimentaria y análisis de procedencia que no pueden ser resueltos por otros métodos (von Eynatten *et al.*, 2003).

Por otro lado, el análisis modal conlleva varios inconvenientes como i) el hecho de que puede haber importantes errores metodológicos en la cuantificación de variables individuales (van Der Plas y Tobi, 1965); ii) es necesario asumir el criterio subjetivo de la persona que realiza el conteo; iii) sólo permite restringir el rango de las posibles rocas fuentes a unos pocos tipos mayores de rocas (Grantham y Velbel, 1988); y iv) la necesidad de considerar diversos factores, como el ambiente deposicional, el clima y la diagénesis que pueden ejercer una notable influencia en la modificación de las modas detríticas, llevando a interpretaciones erróneas del ambiente tectónico (Marenssi *et al.* 2002). Una dificultad añadida es el hecho de que la procedencia de la mayoría de los detritos es un sedimento preexistente o un perfil de suelo y no la roca fuente directamente (von Eynatten y Gaupp, 1999).

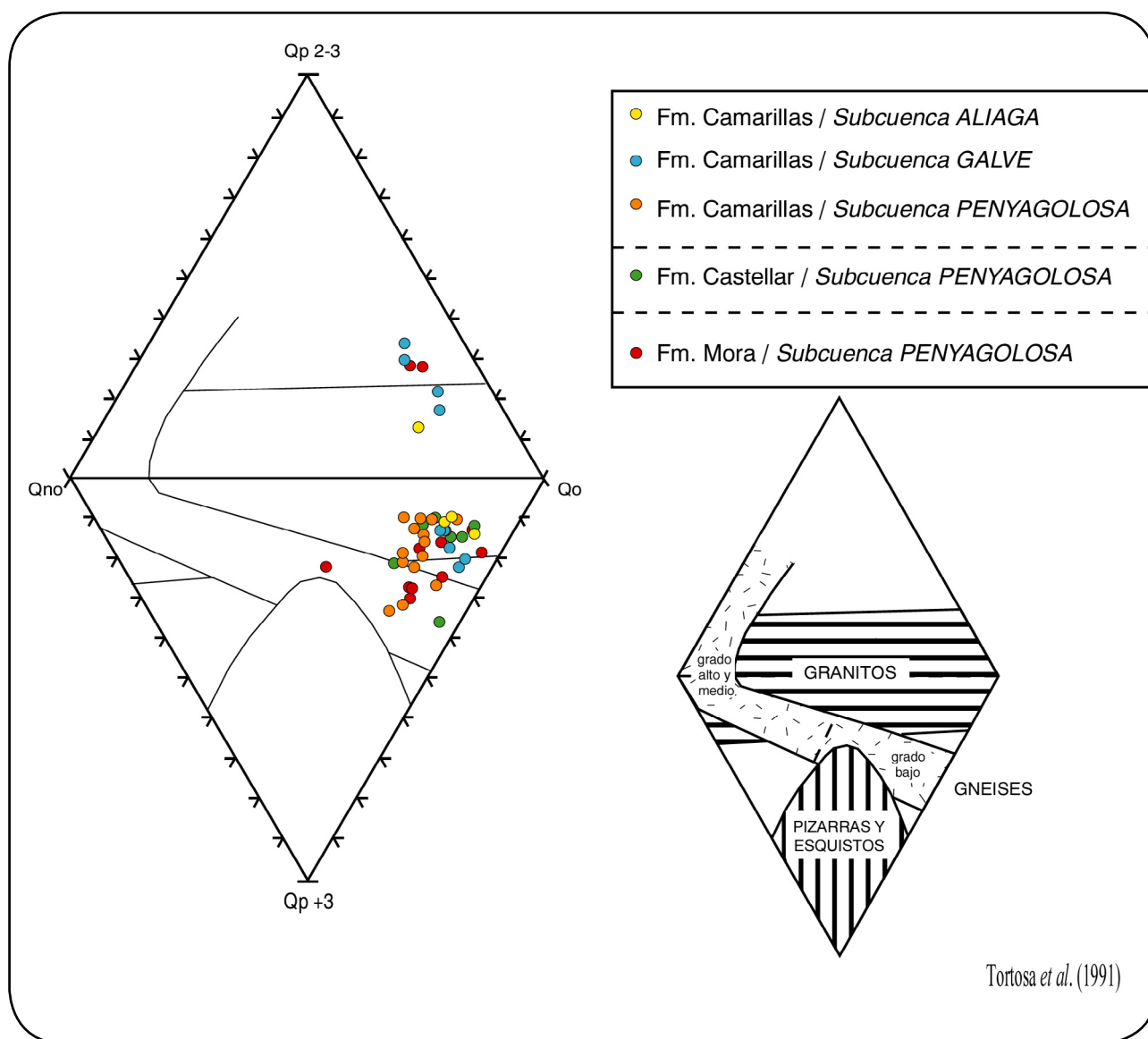
### 13.3.1.- Tipos de cuarzoes

Basu *et al.* (1975) fueron los primeros en establecer un método para distinguir áreas fuentes mediante el análisis de los tipos de cuarzo. El criterio establecido por estos autores fue que la relación entre el cuarzo policristalino y monocristalino con extinción  $\leq 5^\circ$  y  $< 5^\circ$  es válida para diferenciar arenas derivadas de rocas metamórficas de bajo y medio grado, de las arenas derivadas de rocas plutónicas. Sin embargo, Tortosa *et al.* (1991) revisan el uso de los tipos de cuarzo en

el estudio de la procedencia y observan que la distinción entre rocas fuentes plutónicas y de alto grado metamórfico, usando el método de Basu *et al.* (1975), requiere cierta precaución. Esto se debe a que los datos usados para obtener el diagrama de Basu, donde se definen varios campos, correspondían sólo a arenas Holocenas de primer ciclo, es decir, de arroyos de primer orden, en áreas geográficamente locales (E y O de los EE.UU.). Según Tortosa *et al.* (1991) las diferencias en el contenido de cuarzoes ondulantes en arenas de origen granítico están relacionadas con diversos factores como la historia de deformación, las condiciones de cristalización del magma (Arzi, 1978) y el emplazamiento del plutón, levantamiento y descompresión. Así, las arenas de fuentes gneísicas se proyectan en el diagrama de forma variable, dependiendo más del rango metamórfico que de la litología. Las arenas de fuentes graníticas se representan en los tres campos del diagrama, debido a los diferentes contenidos en cuarzoes ondulantes, pero siempre se proyectan en el área central del diagrama, con poca cantidad de cuarzo policristalino.

Por lo tanto, el uso de cuarzoes ondulantes para distinguir entre rocas plutónicas y áreas metamórficas de alto grado, no es aplicable al Sistema Central Español (Tortosa *et al.*, 1991). En el caso de las areniscas del Cretácico inferior, su representación en el diagrama definido por Basu *et al.* (1975; Fig. 10.2.4) tampoco permite establecer ninguna diferencia entre las muestras de las tres formaciones analizadas, ya que todas quedan proyectadas en el campo de las rocas metamórficas de bajo grado, debido a la mayor presencia de cuarzoes monocristalinos con extinción ondulante. Por el contrario, si utilizamos los campos propuestos por Tortosa *et al.* (1991) para el Sistema Central, en el diagrama de Basu (Fig. 13.3.1) las areniscas se proyectan en el campo correspondiente a los granitos, en transito al de los gneises, en la zona de bajo grado.

Por otra parte, el predominio de los cuarzoes monocristalinos con extinción ondulante, sobre los de extinción recta, en las areniscas del Cretácico inferior, es mucho mayor que en las



**Figura 13.3.1.** Diagrama dónde se considera la procedencia de los distintos tipos de cuarzoes para las proximidades del Sistema Central (tomado de Tortosa *et al.*, 1991), basado en Basu *et al.* (1975). Qno= Cuarzo monocristalino con extinción recta; Qo= Cuarzo monocristalino con extinción ondulante; Qp<sub>2-3</sub>= Cuarzos policristalinos con 2 o 3 individuos o cristales; Qp<sub>+3</sub>= Cuarzos policristalinos con más de 3 cristales (incluye los granos de chert).

areniscas del Triásico de la Cordillera Ibérica, procedentes de gneises del Sistema Central (facies *Buntsandstein*; Arribas *et al.*, 1985). La mayor presencia de cuarzoes monocristalinos con extinción ondulante, podría deberse tanto al aporte de cuarzoes procedentes de rocas metamórficas de bajo grado del Paleozoico, como a los procesos tectónicos que han afectado a estas areniscas en su etapa de enterramiento. Este hecho también es corroborado por la deformación que presentan las maclas de los cristales de plagioclasa y la intensa compactación, tanto mecánica, como química de los cuarzoes y de los fragmentos de roca.

Por otra parte, el hecho de que se hayan observado cuarzoes con golfos de corrosión relacionados con paleosuelos (silcretas?) en las formaciones **Castellar** y **Camarillas**, hace pensar en su posible origen edáfico. En cambio, en la **Fm. Mora**, no se han observado indicios de paleosuelos, lo que hace difícil su interpretación, debido al controvertido origen de los cuarzoes con golfos de corrosión (Summerfield, 1983), también interpretados como de origen volcánico.

### 13.3.2.- Análisis de los datos de CL “caliente”

La catodoluminiscencia en granos de cuarzo se puede generar debido a la presencia de defectos en la estructura del cristal, llamados defectos intrínsecos o también debido a la presencia de impurezas como los iones de Al, Fe o Na, llamados defectos extrínsecos (Marshall, 1988). La distribución y naturaleza de estos defectos controla la intensidad y el color de catodoluminiscencia generados. Aunque la naturaleza concreta de los centros que causan la emisión de luminiscencia permanece sin resolver, las variaciones en el color de luminiscencia en cuarzos de diferentes orígenes refleja variaciones en la composición química del magma, de los fluidos magmáticos y metamórficos, de la temperatura, probablemente de la presión, las tasas de crecimiento del cristal y las tasas de deformación. De esta forma, los cuarzos con colores de luminiscencia marrones han sido interpretados como de origen metamórfico y los violetas, más relacionados con un origen ígneo (Zinkernagel, 1978; Matter y Ramseyer, 1985; Ramseyer *et al.*, 1988; Ramseyer y Mullis, 1990; Walker, 2000). Por lo tanto, la presencia de cuarzos con colores de luminiscencia marrones y violetas en las formaciones **Mora** y **Castellar** indica un origen de los mismos metamórfico e ígneo. En cambio, la mayor presencia de cuarzos con luminiscencia violeta y, la ausencia o menor contenido, de cuarzos con luminiscencia marrón en la **Fm. Camarillas** sugieren un origen ígneo y una menor participación de aportes metamórficos. Por otra parte, los cuarzos con colores de luminiscencia marrón-amarillo en la **Fm. Castellar** es incierta, aunque este tipo de cuarzos han sido interpretados como relacionado con venas de origen hidrotermal (Ramseyer, com. pers.).

### 13.3.3.- Restauración de la composición original del sedimento

Uno de los problemas a la hora de interpretar la procedencia de las areniscas es el efecto provocado por los procesos de meteorización y diagénesis sobre la composición original del sedimento. Los cambios post-deposicionales

complican la interpretación de la procedencia y deben ser tenidos en cuenta, para poder abordar la interpretación de la misma, de una forma más precisa (McBride, 1985). Existen bastantes trabajos que dan una importancia relevante a la diagénesis como modificador de la asociación de los granos detríticos (Morton, 1984; Milliken, 1988; Humphries *et al.*, 1991; Valloni *et al.*, 1991).

Así, los granos que proporcionan más información sobre la procedencia (feldespatos y fragmentos de roca) son también los que tienen una mayor tendencia a degradarse (Milliken, 1988; Cox y Lowe, 1996). En primer lugar, consideraremos el efecto de los procesos que afectan a los feldespatos y, a continuación, los que afectan a los fragmentos de roca.

#### 13.3.3.1.- Feldespatos

Los feldespatos pueden presentar diferentes composiciones químicas típicas de una gran variedad de tipos de rocas. Por ejemplo, las plagioclasas sódicas pueden encontrarse en rocas volcánicas y plutónicas de intermedias a ácidas, en metasedimentos pelíticos y en anfibolitas. Los feldespatos-K están principalmente asociados a rocas plutónicas ácidas y pegmatitas, y a gneises de intermedios a ácidos (Deer *et al.*, 1992). Además, hay que considerar que para constreñir las posibles áreas fuentes a partir de este mineral, la diagénesis de enterramiento no sólo puede cambiar la composición de los feldespatos, sino que también puede afectar a su abundancia, llegando a disolverlos completamente (Helmold, 1985; Saigal *et al.*, 1988; Aagaard *et al.*, 1990; Morad *et al.*, 1990; Wilkinson y Haszeldine, 1996; Preston *et al.*, 2002).

De esta forma, es conveniente valorar el grado de actuación de los distintos procesos diagenéticos que han afectado a los feldespatos y que pueden influir en la interpretación de la procedencia. Los principales procesos diagenéticos son: (1) el reemplazamiento por minerales de la arcilla (generándose epimatrices), (2) el reemplazamiento por carbonatos, (3) la disolución parcial o total (Wilson y Tillman,

1974; Helmold, 1985; McBride, 1985), y (4) la albitización. (Milliken, 1988). Los tres primeros tienen una influencia directa sobre la abundancia de feldespatos en una arenisca y el último afectaría, principalmente, a la composición química, sin afectar a la madurez mineralógica de la arenisca.

### 13.3.3.2.- Fragmentos de roca

Gran parte de la información más importante para la interpretación de la procedencia de areniscas, está “contenida” en los fragmentos de roca, los cuales reproducen parcialmente la fábrica y la paragénesis de las rocas de las que proceden (Garzanti y Vezzoli, 2003). El hecho de que se haya observado una tendencia de incremento en la cantidad de fragmentos de roca plutónica hacia el techo de la serie estudiada (hacia la **Fm. Camarillas**), sugiere un aporte creciente de materiales graníticos. También hay que considerar que una gran parte de los fragmentos líticos son mecánica o químicamente inestables y tienden a recrystalizar o a ser reemplazados durante el enterramiento (Dickinson 1970; Galloway, 1974; Walker, 1974). De esta forma, el material intersticial producido por deformación mecánica de granos lábiles es definido como pseudomatrix, según Dickinson (1970). Según la diagénesis avanza, la recrystalización y redistribución de este material puede obscurecer su origen detrítico y llegar a ser imposible de reconocer por medios ópticos. Por lo tanto, la pseudomatrix representa parte de la población de los granos detríticos y contiene información “primaria” sobre la procedencia. Según Cox y Lowe (1996) cuando la proporción de pseudomatrix en las areniscas es mayor del 10%, el análisis petrográfico puede llevar a interpretaciones incorrectas de la procedencia porque se subestima el contenido en granos detríticos lábiles. Las muestras con más de un 10% de matriz deben ser excluidas del análisis de la procedencia, si sólo se usa el análisis petrográfico. Esto se debe a que la exclusión de granos del esqueleto degradados y recrystalizados, lo que hace es sesgar la composición modal hacia los componentes más estables, especialmente el cuarzo. Este inconveniente, puede ser reducido

mediante la aplicación de geoquímica de roca total acompañando al análisis petrográfico.

### 13.3.3.3.- Diagrama de clasificación QFR restaurado

Si tenemos en cuenta los procesos diagenéticos que afectan a feldespatos y fragmentos de roca, comentados anteriormente, se puede obtener la composición *restaurada* de las areniscas, que corresponderían con la que más se acerca a la composición *original*. Para ello, en un diagrama QFR (donde se representa el contenido en cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca) se ha sumado al vértice de los feldespatos la cantidad media en epimatrices, los reemplazamientos de feldespatos por carbonatos, los que están parcialmente disueltos y el valor de la porosidad intraconstituyente de estos feldespatos; y por otro lado, las pseudomatrices se han añadido al vértice de los fragmentos de roca. El proceso de la albitización no afectaría a esta restauración de la composición ya que, como hemos comentado, no afecta a la madurez mineralógica y, tanto albitas, como los feldespatos-K albitizados quedan agrupados en el mismo vértice del diagrama triangular.

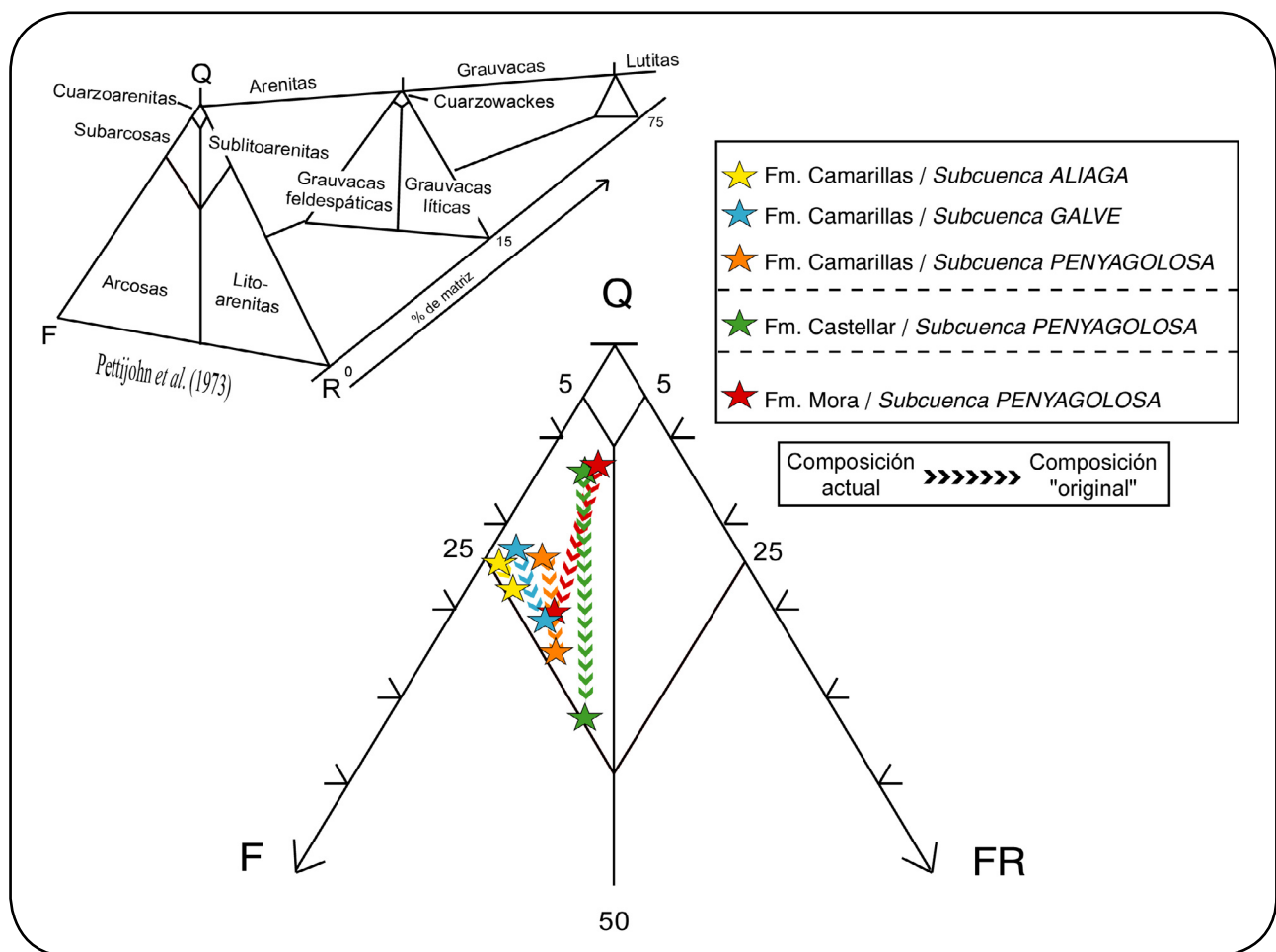
Al restaurar la composición, las areniscas de la **Fm. Mora** tienen un contenido original en plagioclasa netamente mayor, ya que actualmente se encuentra parcialmente disuelta o reemplazada por minerales arcillosos (fundamentalmente clorita y caolín; 2,5-18,2%; media= 9,2%;) y calcita (hasta un 14,2%, media= 5,1%). Los fragmentos de roca deformados y transformados en pseudomatrix oscilan entre 1,3% y 7,4% (media= 4,9%). Por lo tanto, teniendo en cuenta estos valores, la composición media restaurada sería:  $Q(r)_{69} F(r)_{22} R(r)_9$  (Fig. 13.3.2). Las areniscas de la **Fm. Castellar**, también contenían originalmente más plagioclasa, ya que actualmente está parcialmente disuelta o reemplazada por caolín (media= 6,5%) o calcita (hasta un 22,4%; media= 10,7%). Los fragmentos de roca que forman pseudomatrix, oscilan entre el 1,8% y el 27,4%, media= 13,8%. Así, la composición media restaurada es:  $Q(r)_{65} F(r)_{27} R(r)_8$ . Como en los casos anteriormente



descritos, en la *subcuenca de Penyagolosa* las areniscas de la **Fm. Camarillas** también contenían originalmente más feldespatos, ya que estos se encuentran parcialmente disueltos o reemplazados por caolín (3-8,6%; media=5,7%). El contenido en pseudomatrix varía entre 0,4% y 16,2%, media= 6%. Al restaurar la composición obtendríamos un valor medio de:  $Q(r)_{66} F(r)_{23} R(r)_{11}$ . Asimismo, en la *subcuenca de Galve* los feldespatos se encuentran parcialmente disueltos o reemplazados por caolín (<5,9%; media= 2,6%). La pseudomatrix varía entre 0,5% y 12%, media= 5,7%. Por lo que la composición media restaurada sería:  $Q(r)_{70} F(r)_{22} R(r)_8$ . En las *subcuenca de Aliaga* los feldespatos se encuentran parcialmente disueltos o reemplazados por caolín (media= 0,6%), la pseudomatrix varía entre 1,1% y 2,9%, media= 2,2%. Por lo que la composición

media restaurada sería:  $Q(r)_{73} F(r)_{23} R(r)_4$ .

De esta forma, en el diagrama QFR *restaurado* (Fig. 13.3.2) se observa que la composición *original* de las areniscas estudiadas correspondería a subarcosas, pero más próximas al campo de las arcosas. Las areniscas de las formaciones **Mora** y **Castellar**, una vez restauradas, son las que presentan un mayor contenido en feldespatos. Esto parece indicar que son las areniscas que han sufrido una mayor modificación por procesos post-deposicionales. En cambio, en la **Fm. Camarillas**, la mayor proporción de pseudomatrix, respecto a la epimatrix, hace que las areniscas se desplacen dentro del campo de las subarcosas hacia el de las sublitoarenitas.

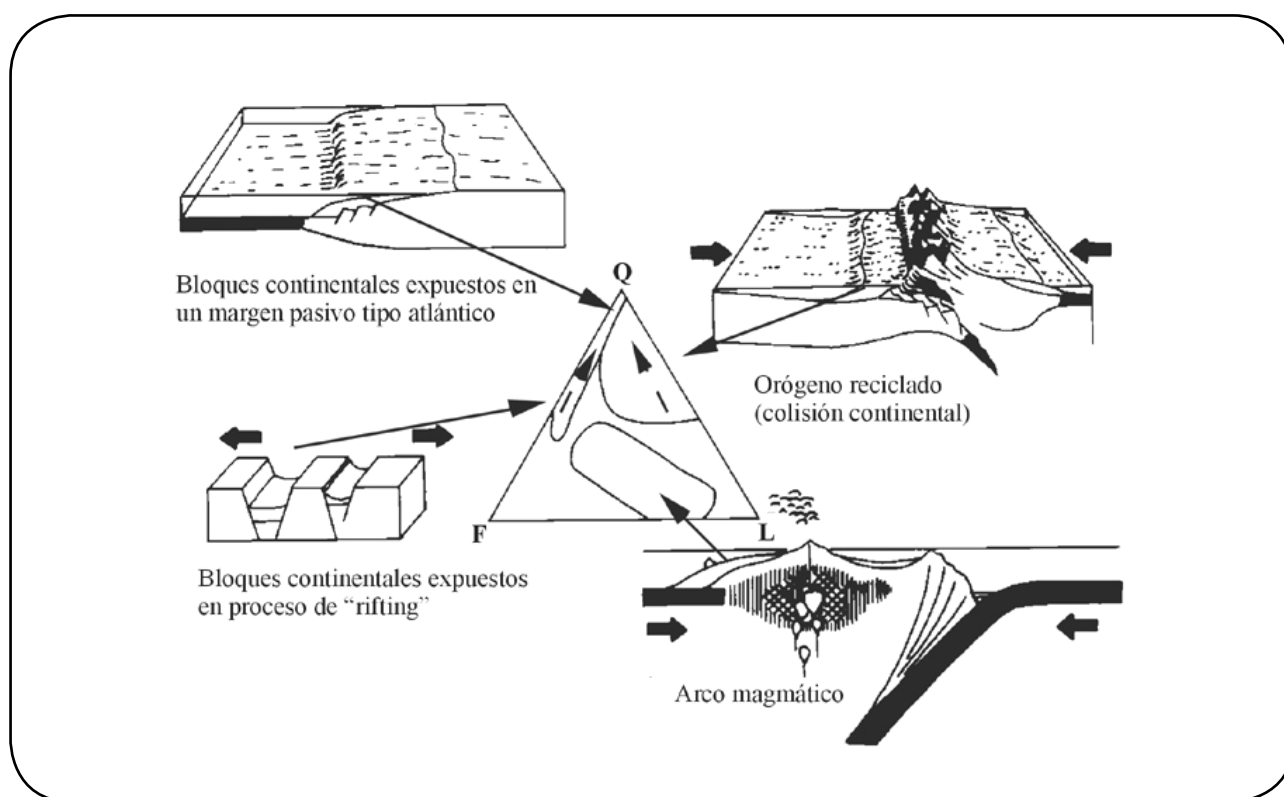


**Figura 13.3.2.** Diagrama triangular QFR “restaurado” que muestra la evolución de las areniscas estudiadas desde su composición media actual hasta la composición media “original” (ver dirección de las flechas). Para calcular esta composición “original”, al vértice F (feldespato-K y plagioclasa) se le ha añadido el contenido medio en epimatrixes, en feldespatos reemplazados por carbonatos y los feldespatos que han sido disueltos parcialmente. Al vértice FR (fragmentos de roca) se le ha añadido el contenido medio en pseudomatrixes.

### 13.3.4.- Diagramas ternarios QFL

El marco tectónico parece ser un control primario, de primer orden, de la composición de las areniscas debido a que influye sobre parámetros como la topografía, la pendiente y la tasa de sedimentación (Dickinson, 1985). Además, la evolución de los ambientes deposicionales está directamente controlada por la tectónica (Suttner, 1974). Considerando estas premisas, la relación entre marco tectónico y composición de las areniscas ha sido formalizada por Dickinson y Suczek (1979) y, posteriormente, redefinida por Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985). Proponen unos diagramas triangulares en cuyos vértices se agrupan diversos tipos de granos, según su significado genético que permiten definir unos campos composicionales, donde se relaciona la composición modal de una arenisca, con un determinado marco tectónico (Fig. 13.3.3). Estos modelos han sido ampliamente utilizados por un gran número de autores, en trabajos posteriores. Sin embargo, presentan limitaciones como

por ejemplo, las imprecisiones que aparecen si se trata de sedimentos depositados durante periodos de transición de ambientes tectónicos (Mack, 1984); el hecho de que consideran la naturaleza y disponibilidad de litologías en el área fuente está íntimamente ligada al proceso tectónico que controla el desarrollo de la cuenca deposicional adyacente (Tortosa *et al.*, 1991); no tienen en cuenta las modificaciones durante el transporte y la meteorización (Mack, 1984, Johnsson, 1993); no consideran el uso de las diferentes metodologías para realizar los análisis modales (Ingersoll, 1990); han sido realizados a partir del estudio de detritos inmaduros, muestreados cerca de la superficie, así que su composición está fuertemente afectada por la meteorización o transporte, procesos que tienden a enriquecer las arenas en cuarzo a expensas de otros minerales silicatados y granos líticos (Cox y Lowe, 1996; von Eynatten *et al.*, 2003). Sin embargo, la mayor limitación en el uso de estos modelos es el problema de escala, ya que emplean marcos geológicos a escala de tectónica



**Figura 13.3.3.** Contenido modal de las areniscas procedentes de diferentes ambientes tectónicos a partir de los diagramas QFL de Dickinson (1988). Q= cuarzo total; F= feldespatos totales; L= fragmentos líticos totales inestables ( $L=L_v+L_s$ ), donde  $L_v$ = fragmentos líticos volcánicos y  $L_s$ = fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios. Las flechas discontinuas indican incremento de madurez.

de placas (Bloch, 1994). El modelo de Dickinson y Suczek (1979) es útil a escala de continente (tercer orden) y el de Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985), a escala de segundo orden y a escala de cuenca. Los resultados pueden ser ambiguos, si se usan con series de primer orden o a escala de subcuenca (Ingersoll, 1990).

Por otro lado, el análisis de la procedencia debe estar basado en la composición media de un grupo de muestras (Dickinson y Suczek,

1979 y Dickinson *et al.*, 1983), de forma que la composición anómala de alguna arenisca no es un punto crítico. Además, diversos autores recomiendan realizar las interpretaciones a partir de un diagrama de composición detrítica “restaurada”, ya que proporciona una estimación de los posibles límites de variación de la composición.

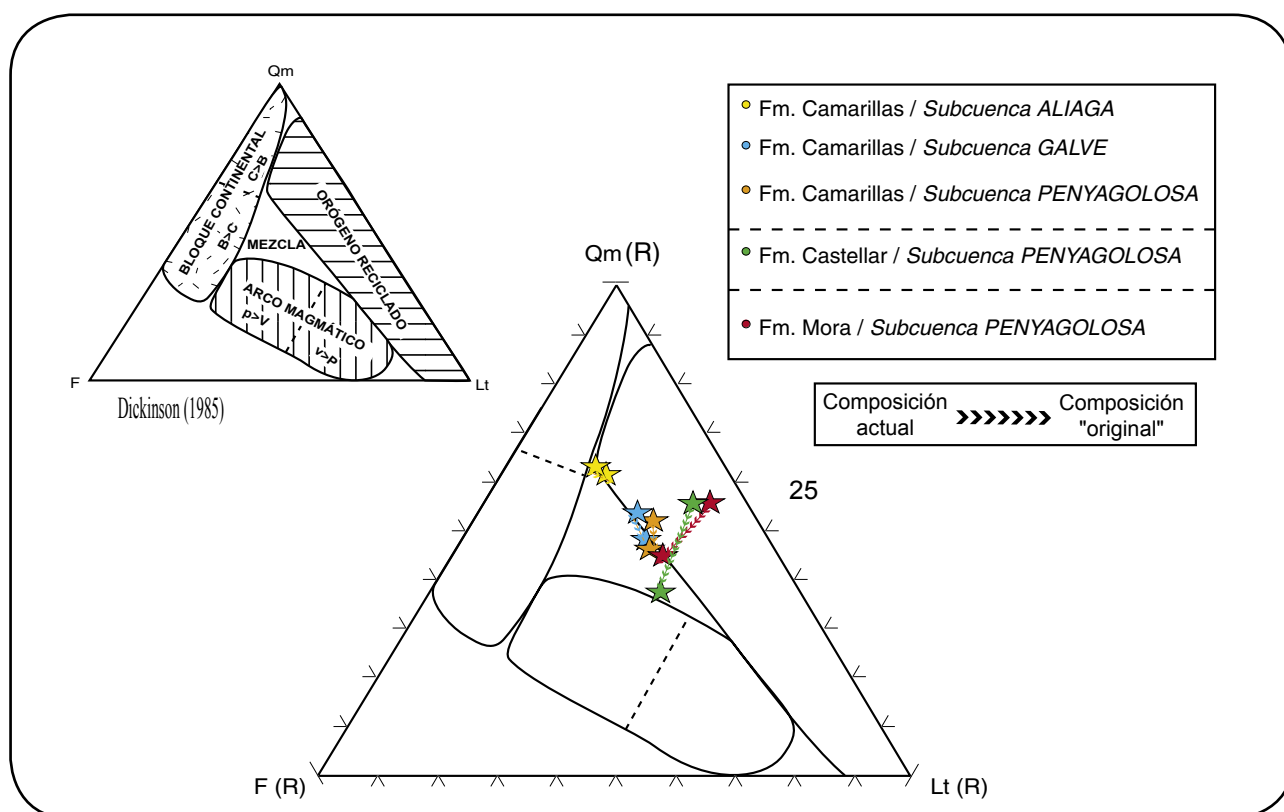
**Tabla 13.1.** Determinación de la procedencia y ambiente tectónico a partir de la composición QFL de las areniscas. Tomado de Dickinson (1985).

Tipo de procedencia	Ambiente tectónico	Composición de areniscas
Cratón interior	Plataforma estable o en el interior del continente	Areniscas cuarzosas (ricas en Qt) con altas relaciones Qm/Qp y K/P
Basamento elevado	Borde de <i>rift</i>	Areniscas cuarzo-feldespáticas (ricas en Qm y F) con bajas concentraciones de Lt y relaciones similares de Qm/F y K/P similares a las de la fuente de aporte
Arco magmático	Arco isla o arco continental	Areniscas volcanoclásticas y feldespáticas (ricas en F) con altas relaciones de P/K y Lv/Ls. Si están expuestas rocas plutónicas entonces las areniscas son más cuarzo-feldespáticas (ricas en Qm y F).
Orogéno reciclado	Complejos de subducción o cinturones de pliegues y cabalgamientos	Areniscas cuarzolíticas (ricas en Qt y Lt) con bajas concentraciones de F y Lv y relaciones variables de Qm/Qp y Qp/Ls

## 13.3.4.1.- Diagrama QFL restaurado

Entre los diversos gráficos propuestos por Dickinson *et al.* (1983) se ha utilizado el diagrama Qm-F-Lt, ya que es el que más resalta y discrimina mejor, las posibles áreas fuentes de las tres formaciones estudiadas. Por el contrario, en el diagrama Qt-F-L queda más enfatizado el grado de madurez y las muestras se agrupan cerca del vértice Qt, al incluirse aquí los cuarzos policristalinos. Además, en este gráfico, el campo de la procedencia a partir de bloques continentales es muy estrecho, frente al campo de procedencia a partir de orógenos reciclados (Dickinson, 1985). En el diagrama Qm-F-Lt *restaurado* las areniscas de **Mora**

y **Castellar** son las que experimentan mayor cambio, ya que al restaurar la composición, éstas pasan de proyectarse en el campo del “orógeno reciclado”, al campo de “mezcla” con los “arcos magmáticos”, con un predominio de una “fuente plutónica” sobre una “fuente volcánica” (Fig. 12.2.4, Tabla 13.1). Las areniscas de **Camarillas** no sufren grandes variaciones ya que siguen proyectándose en el campo de “mezcla” entre “bloques continentales”, “orógenos reciclados” y “arcos magmáticos”. A partir de todas estas consideraciones sobre el diagrama *restaurado*, con la proyección de los valores medios de los análisis de las areniscas del Cretácico inferior, se deduce una mezcla de áreas fuentes a partir de bloques continentales y de orógenos reciclados.



**Figura 13.3.4.** Diagrama triangular Qm-F-Lt “restaurado” (Dickinson, 1985) donde se representa la composición de las areniscas de las formaciones estudiadas: Qm (R)= cuarzo monocristalino (extinción recta y ondulante); F (R)= feldespato-K + plagioclasa + epimatrices + reemplazamientos + feldespatos disueltos; Lt (R)= fragmentos de roca + cuarzo policristalino + chert + pseudomatrices; B= basamento elevado; C= cratón estable; P= fuente plutónica; V= fuente volcánica.

### 13.4.- Análisis de los datos químicos

#### 13.4.1.- Elementos mayores

La meteorización, la erosión, el transporte, el depósito y la diagénesis producen cambios mineralógicos y químicos en las rocas sedimentarias, influyendo en su composición química (Bhatia, 1983; McLennan, 1989; Cox y Lowe, 1995). A pesar de estos procesos, está aceptado que algunos elementos químicos son transportados en proporciones más o menos invariables, desde el área fuente hasta la cuenca de sedimentación (Bhatia, 1985; Taylor y McLennan, 1985; Bhatia y Crook, 1986; McLennan y Taylor, 1991; McLennan *et al.*, 1993). Los elementos mayores, en la mayoría de los casos, reflejan la composición del perfil de alteración de las rocas del área fuente, más que la composición de la roca fresca, en sí misma (Nesbitt *et al.*, 1996).

En primer lugar, discutiremos el contenido en elementos mayores de las areniscas y lutitas, considerando que las lutitas intercaladas en las areniscas son cogenéticas y, por lo tanto, las variaciones en la composición química de las dos litologías estará relacionada con factores tales como, la selección hidráulica en la distribución de elementos (Bauluz *et al.*, 2000), la meteorización química, el transporte, la sedimentación y los procesos post-deposicionales (McLennan, 1989).

La distribución del contenido en  $\text{Na}_2\text{O}$  frente a  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  frente a  $\text{CaO}$ , tanto para las areniscas como para las lutitas, muestran cierta dispersión de los datos, lo cual no sugiere una relación entre ambos elementos enfrentados. En el caso del  $\text{Na}_2\text{O}$  frente a  $\text{CaO}$ , la variación de valores puede reflejar una mayor o menor influencia de los procesos diagenéticos (reemplazamiento de feldespatos por carbonatos). Tanto el Na como el Ca son muy móviles y pueden ser selectivamente lavados en los perfiles de meteorización (Nesbitt *et al.*, 1980). Respecto a la relación del  $\text{Na}_2\text{O}$  frente a  $\text{K}_2\text{O}$ , de la misma forma, las variaciones observadas pueden reflejar los distintos contenidos modales, así como la intervención de varios procesos diagenéticos (caolinitización,

albitización y reemplazamiento por carbonatos). Con todas estas premisas, parece deducirse que las areniscas de **Camarillas**, con mayor proporción de feldespato-K sobre plagioclasa, presentan valores de  $\text{K}_2\text{O}$  más altos.

Debido a la gran movilidad de estos elementos mayores durante la meteorización y diagénesis de los feldespatos no hemos utilizado los clásicos diagramas de ambientes tectónicos de Roser y Korsch (1986) ya que de la gran dispersión de los datos obtenidos se derivaría una interpretación errónea del ambiente tectónico (Zimmermann y Bahlburg, 2003).

Posteriormente Roser y Korsch (1988) proponen unos diagramas de discriminación de áreas fuentes, donde consideran la mayoría de elementos mayores y definen unos campos de procedencia. A pesar, de la inclusión de un gran número de elementos en estos diagramas (Fig. 11.1.7 y 12.2.6), la representación de las areniscas se proyecta sobre áreas sedimentarias cuarzosas, próximas a las ígneas félsicas (rocas volcánicas y plutónicas). Respecto a las lutitas, éstas quedarían más agrupadas en el centro del diagrama, con influencia de áreas ígneas félsicas-intermedias (volcánicas, andesitas y dacitas) y sedimentarias cuarzosas (areniscas de segundo ciclo). La diferencia con las areniscas sería la posición de algunas muestras que denotarían una procedencia de áreas ígneas de composición intermedia. En el caso de las areniscas, la mezcla de áreas fuentes que sugieren los datos geoquímicos, no está en contradicción con los datos petrográficos y de catodoluminiscencia “caliente”.

Otros diagramas que permiten agrupar las muestras dentro de grandes ambientes tectónicos son los de Bhatia (1983) que enfrentan  $\text{TiO}_2$  frente a  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2$  frente a  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ . Las areniscas quedan próximas al campo del margen pasivo, excepto las de la **Fm. Mora** por su elevado contenido en Ti que quedan proyectadas fuera de los campos definidos por Bhatia (1983). Las lutitas en cambio, se proyectan en el campo de arco-isla oceánico y arco-isla continental, e incluso en el de margen

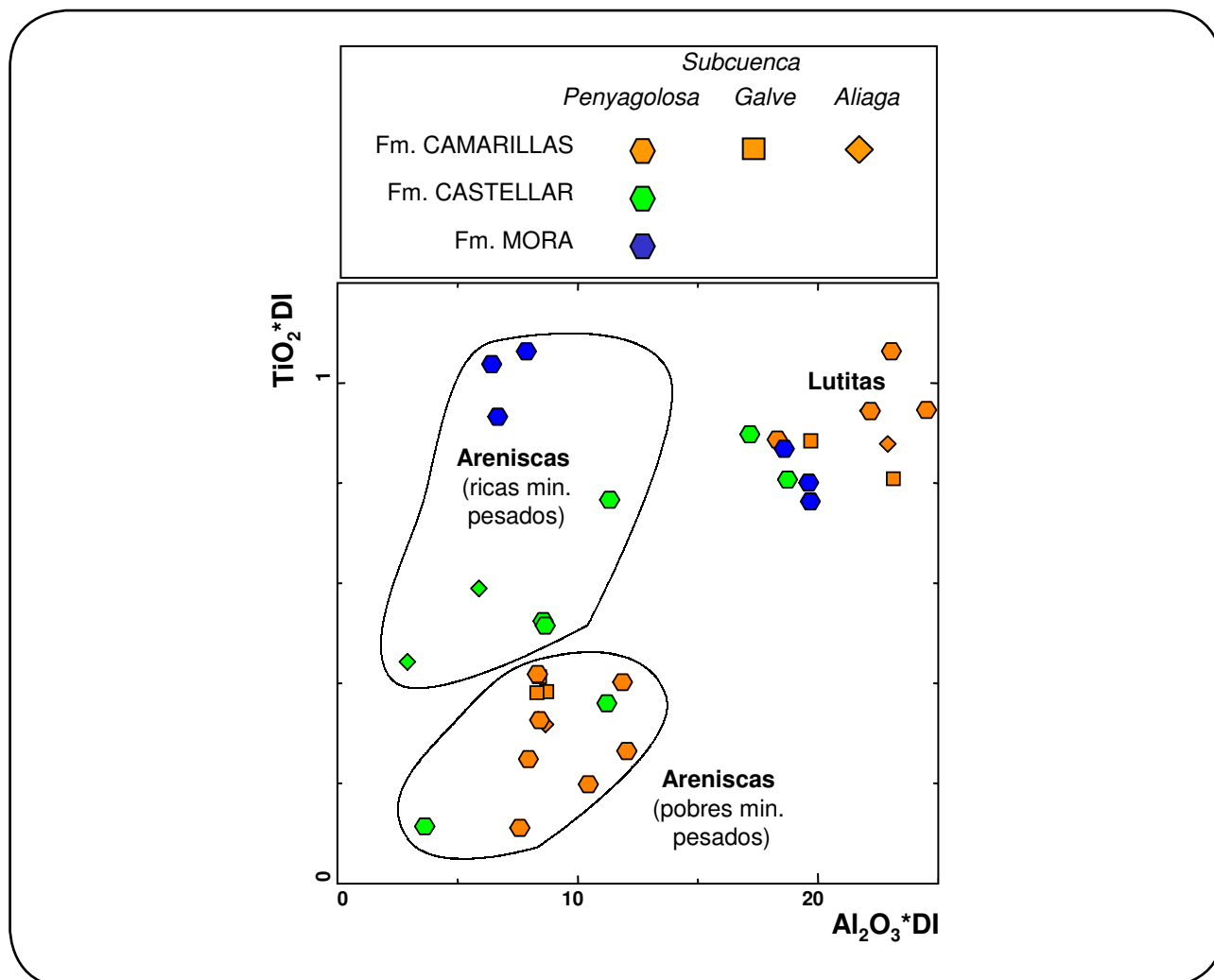


continental activo. Esta dispersión hace que las muestras se sitúen en distintos campos, lo cual, no parece muy representativo del área fuente y podría reflejar una mayor o menor abundancia de minerales ferromagnesianos, en vez de una procedencia a partir de distintos ambientes tectónicos.

La relación entre el contenido en  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. 13.4.1), considerados como elementos mayores inmóviles, muestra que las lutitas quedan separadas de las areniscas por su mayor abundancia en Al y Ti. Entre las areniscas, las de la **Fm. Mora** se pueden diferenciar por el mayor contenido en Ti, respecto a las de **Castellar** y **Camarillas**, el cuál podría estar relacionado con la mayor abundancia de minerales pesados

(García *et al.*, 2004). Este hecho será tenido en cuenta al considerar el contenido en elementos menores y traza en el siguiente apartado.

Las relaciones entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  (Nesbitt y Young, 1984) son útiles para evaluar la composición de rocas frescas y examinar su pauta de meteorización, ya que la corteza superior está dominada por rocas ricas en feldespato-K y plagioclasa y sus productos de la meteorización, los minerales de la arcilla (Fedo *et al.*, 1995). Según este diagrama triangular las areniscas se proyectan en la trayectoria de meteorización de rocas de tipo granítico con varias proporciones relativas de plagioclasa, de hasta un 50% con respecto al total de los feldespatos. Esta situación está lejos de la



**Figura 13.4.1.** Relación entre el contenido de  $\text{TiO}_2$  frente  $\text{Al}_2\text{O}_3$  para las areniscas y lutitas estudiadas. DI (Índice de dilución) =  $100/(100-\text{CaO}-\text{LOI})$ .

línea que une la plagioclasa con el feldespato-K, la cual indicaría poca meteorización y/o una rápida erosión (Fedo *et al.*, 1995). De esta forma, la tendencia observada sería hacia la formación de minerales de la arcilla como ilita y esmectita, e incluso caolinita (según el estado de meteorización más avanzado). Las lutitas se sitúan, de la misma forma que las areniscas, sobre la trayectoria de meteorización de rocas de tipo granítico, pero en su parte final, dando lugar a minerales principalmente con composición de tipo ilita.

Una variante del diagrama triangular anterior donde se considera el Fe y Mg ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{FeO}^*+\text{MgO}$ , de Nesbitt y Young, 1984) permite observar como las areniscas se proyectan en la pauta propuesta para la alteración de un granito, más que de rocas de tipo basáltico. Las lutitas se apartan un poco de

esta trayectoria, hacia el vértice del  $\text{FeO}+\text{MgO}$ , debido a sus mayores contenidos en estos elementos que estarían relacionados con la mayor abundancia de minerales ferromagnesianos o con la transformación diagenética y/o metasomática de la caolinita a ilita debido a fluidos caracterizados por relaciones  $\text{K}^+/\text{H}^+$  altas (Toulkeridis *et al.*, 1999).

Las relaciones entre elementos mayores  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$  sugieren que las areniscas estudiadas están próximas a las relaciones propuestas por Bhatia (1983) para rocas típicas de un margen continental pasivo. En cambio, las relaciones de las lutitas se corresponderían más con ambientes de arco-isla continentales por sus altos valores en Fe y Mg, como ya se ha comentado (Tabla 13.2).

**Tabla 13.2.** Principales relaciones entre óxidos para rocas de distintos tipos marcos tectónicos (Bhatia, 1983).

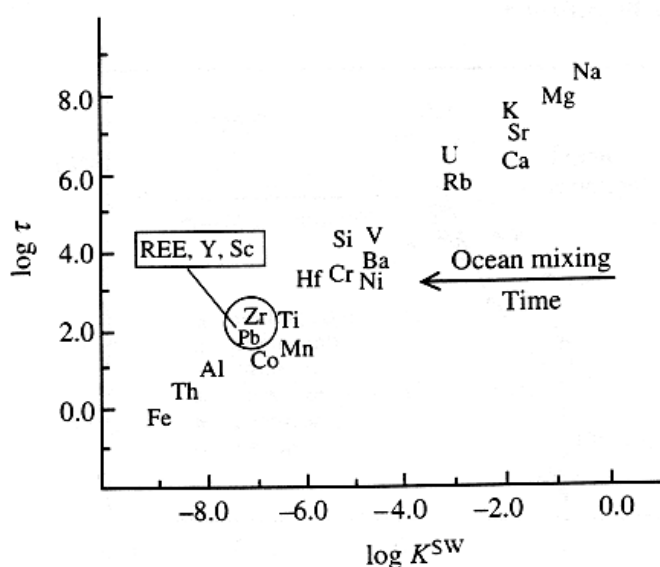
	$\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$
<b>Arco-isla oceánico</b>	11.73	0.29	0.39
<b>Arco-isla continental</b>	6.79	0.20	0.61
<b>Margen continental activo</b>	4.63	0.18	0.99
<b>Margen continental pasivo</b>	2.89	0.10	1.60

### 13.4.2.- Elementos menores y traza (REE)

La movilidad de los elementos menores y traza está controlada por los cambios mineralógicos que tienen lugar durante la alteración, además de la naturaleza de la fase fluida que intervenga. Generalizando, los elementos incompatibles que pertenecen al grupo *LFSE* o *LILE*, *Low Field Strength Elements* o *Large Ion Lithophile Elements*, (Cs, Sr, K y Rb) son móviles. La meteorización, la diagénesis y el metamorfismo tienden a movilizar y cambiar las abundancias relativas en estos elementos (Floyd *et al.*, 1991). Mientras que los elementos *HFSE*, *High Field Strength Elements*, son inmóviles. Este último grupo incluye las tierras raras o *REE* (*Rare Earth Elements*), Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta (Pearce, 1983).

El factor más importante que contribuye al contenido en elementos REE de sedimentos clásticos es su procedencia (Fleet, 1984; McLennan, 1989). Esto se debe a que los REE son insolubles y están presentes en concentraciones muy pequeñas en el agua de mar

y en los ríos. Los tiempos de residencia de estos elementos en el agua marina ( $\tau$ ) son un reflejo de su movilidad relativa, con el logaritmo de ( $\tau$ ) directamente proporcional al logaritmo de la relación del elemento considerado en el agua marina, respecto a su abundancia en la corteza superior (Fig. 13.4.2). Los elementos de la esquina superior derecha (Na, Ca, Mg y Sr) son rápidamente movilizados durante los procesos sedimentarios, mientras que los de la esquina inferior izquierda, como el Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Ni, Co, y los REE son principalmente transferidos de la corteza continental superior al sedimento (McLennan *et al.*, 2003). Así, los REE presentes en un sedimento son principalmente transportados como partículas materiales y reflejan la química de su área fuente. Los efectos de la meteorización y diagénesis tienen muy poca influencia en la redistribución de REE y no llegan a provocar cambios en la química del sedimento (Cullers *et al.*, 1975; Fleet, 1984; Rollinson, 1993). En aguas naturales, tanto superficiales de baja temperatura como las hidrotermales, la abundancia de elementos REE es muy baja, del orden de  $10^{-7}$  a  $10^{-2}$ , valores que son inferiores



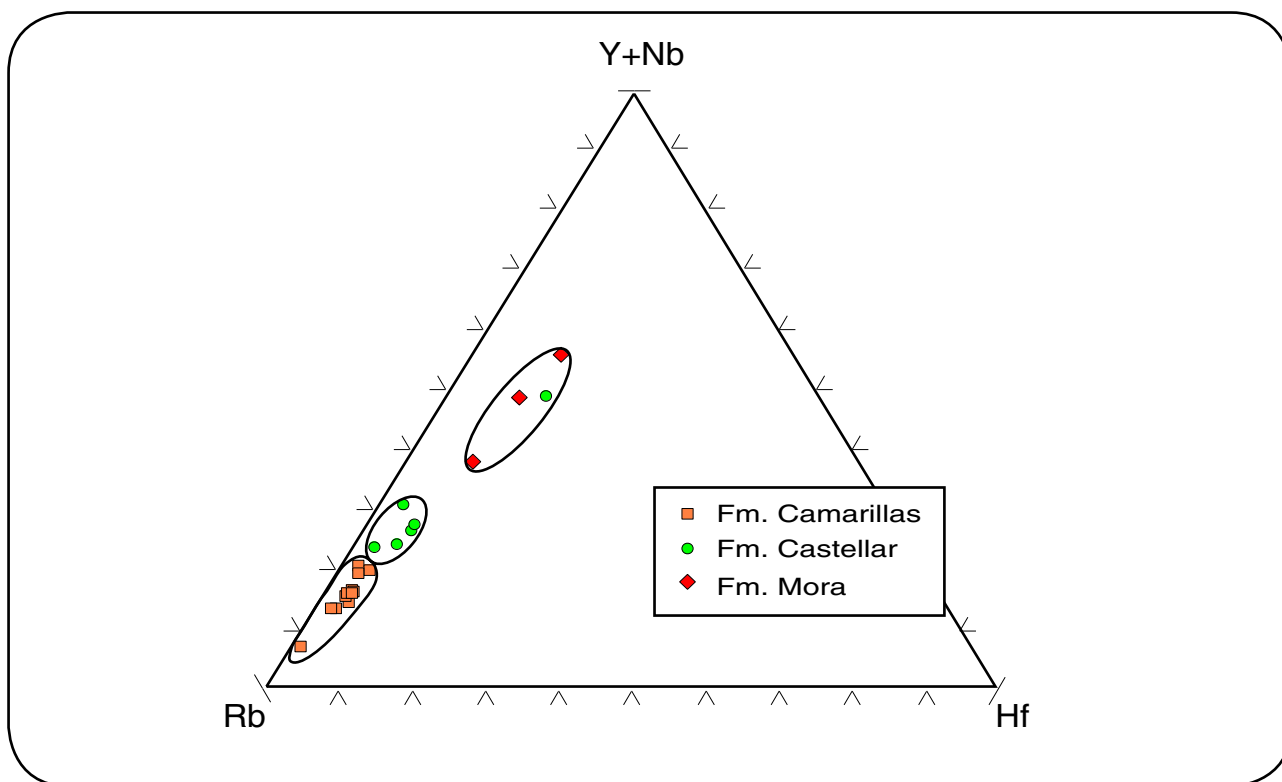
**Figura 13.4.2.** Diagrama binario del log  $\tau$  (tiempo de residencia en años) frente a log  $K^{SW}$  (concentración en agua marina/concentración en la corteza continental superior) para una selección de elementos (McLennan *et al.* 2003).

a los encontrados en la mayoría de las rocas (McLennan, 1989). De esta forma, se asume que la movilidad y fraccionación de elementos REE es poco probable, para interacciones roca/fluido (Taylor y McLennan, 1985). Sin embargo, existen en la literatura ejemplos de cómo los elementos REE son movilizados y fraccionados durante la meteorización (Morey y Setterholm, 1997), tanto durante condiciones climáticas húmedas, afectando a rocas ígneas (Mongelli, 1993), como en climas más fríos (Floss y Crozaz, 1991; Öhlander *et al.*, 1991). En cualquier caso, los REE movilizados durante la meteorización serían reciclados dentro del mismo perfil, más que transportados en solución a grandes distancias (Nesbitt, 1979).

Esta ampliamente aceptado que los elementos traza están relacionados con los minerales accesorios (Mongelli *et al.*, 1996) y con los minerales de la arcilla (Taylor y McLennan, 1985). Respecto a las lutitas, los elementos traza no forman parte del esqueleto de los minerales, sino que generalmente se encuentran como partículas absorbidas en la superficie, o incluidas

en los huecos de las capas intercatiónicas, por lo tanto, la presencia de elementos traza en arcillas no está relacionada con la mineralogía. Además, el hecho de que estos elementos tengan una extremadamente baja solubilidad, hace que no puedan ser aportados durante procesos de alteración y así, reflejen la composición del área fuente, haciendo de los elementos traza una herramienta útil en el estudio de la procedencia (Cox *et al.*, 1995; McLennan, 2001).

Una de las pautas mejor discriminantes en las areniscas estudiadas queda establecida por las relaciones Rb frente a Y+Nb (Fig. 11.2.1) y Rb-(Y+Nb)-Hf (Fig. 13.4.3). El Rb es un elemento incompatible, pero móvil, por lo que es conveniente observar su comportamiento respecto a otros elementos, para valorar la importancia de diversos procesos (meteorización, transporte, diagénesis), no relacionados con la composición geoquímica de las rocas del área fuente. Se considera que tanto el K<sub>2</sub>O como el Rb, pueden ser incorporados a las arcillas durante la meteorización química (fácilmente retenidos o fijados por intercambio y adsorción

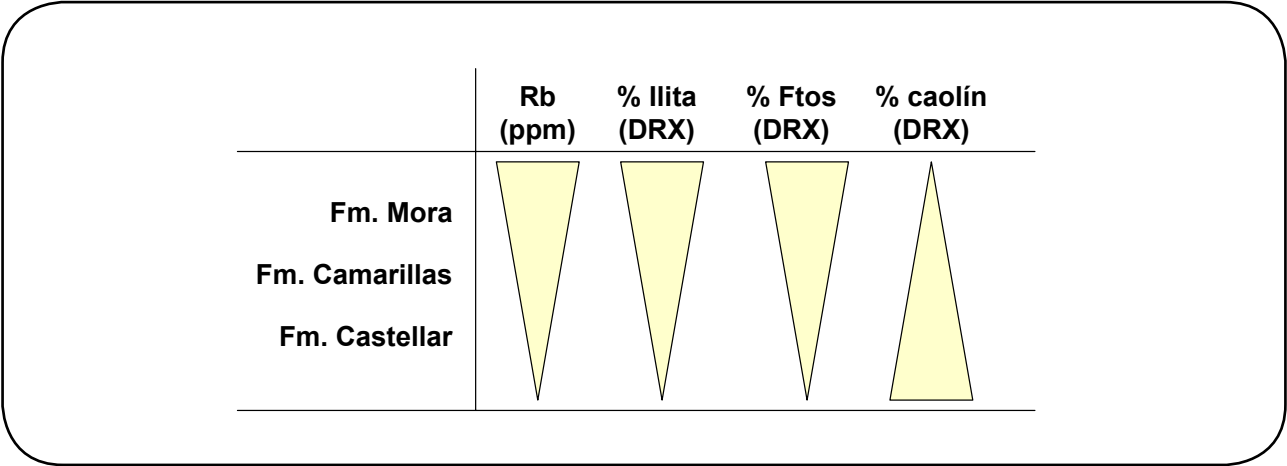


**Figura 13.4.3.** Diagrama triangular Rb-Y+Nb-Hf dónde las areniscas estudiadas quedan diferenciadas en varios grupos, observándose un aumento del contenido en Rb hacia desde la base hacia el techo.

en la estructura de las arcillas), pero en cualquier caso estos elementos no tienden a ser lixiviados del perfil de alteración (Nesbitt *et al.*, 1980; McLennan *et al.*, 1993). El Rb presenta una buena correlación positiva respecto al contenido en  $K_2O$  (Figura 11.2.3), lo que sugiere que el Rb en las areniscas está relacionado con la cantidad modal de feldespato-K estimada en lámina delgada, más que con las arcillas, ya que su relación con el  $Al_2O_3$  no muestra una buena correlación (Figura 12.3.2; cfr. Bauluz *et al.*, 2000). Además, el enriquecimiento en Rb es consistente con el aumento de feldespatos y plagioclasas, observado mediante el análisis modal, desde la **Fm. Mora** a la de **Camarillas**, más que con una mayor alteración de las muestras hacia las areniscas de **Camarillas**.

De la misma forma, la relación Rb frente a Y+Nb también permite discriminar las lutitas de

las tres formaciones estudiadas. Sin embargo, éstas muestran una pauta distinta a la obtenida en las areniscas (Fig. 12.3.1). Las lutitas de **Mora** y **Camarillas** presentan valores mayores en Rb que las de **Castellar**, lo que no sólo estaría relacionado con el mayor contenido en feldespato-K, sino también con los minerales de la arcilla y las micas, debido a la buena correlación positiva que presenta este elemento con el  $K_2O$  y el  $Al_2O_3$  (Fig. 12.3.2 y Fig. 13.4.4). En cuanto al contenido en Y+Nb de las lutitas, tampoco se ha observado la misma pauta de enriquecimiento que en las areniscas (incremento desde **Mora** hasta **Camarillas**) ya que las lutitas presentan un rango de Y+Nb comparable entre las distintas formaciones, de 40 a 60 ppm, (Fig. 12.3.1) el cual es mayor que en las areniscas de **Castellar** y **Camarillas**; y similar a las areniscas de la **Fm. Mora** (Fig. 13.4.5).



**Figura 13.4.4.** Esquema que sintetiza la relación entre el contenido en Rb (ppm) y el la cantidad en % de illita, feldespatos y caolín (estimada a partir de análisis semicuantitativo en DRX).



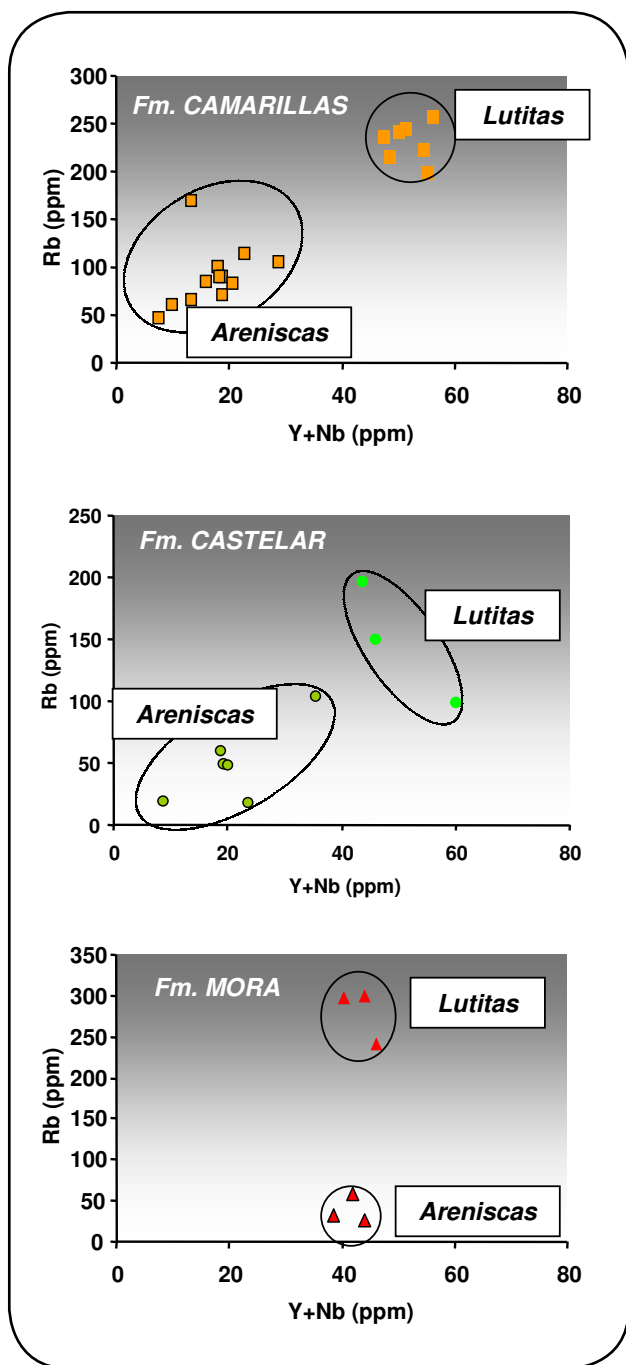


Figura 13.4.5. Contenido en Rb frente a Y+Nb de las areniscas y lutitas de cada una de las formaciones estudiadas.

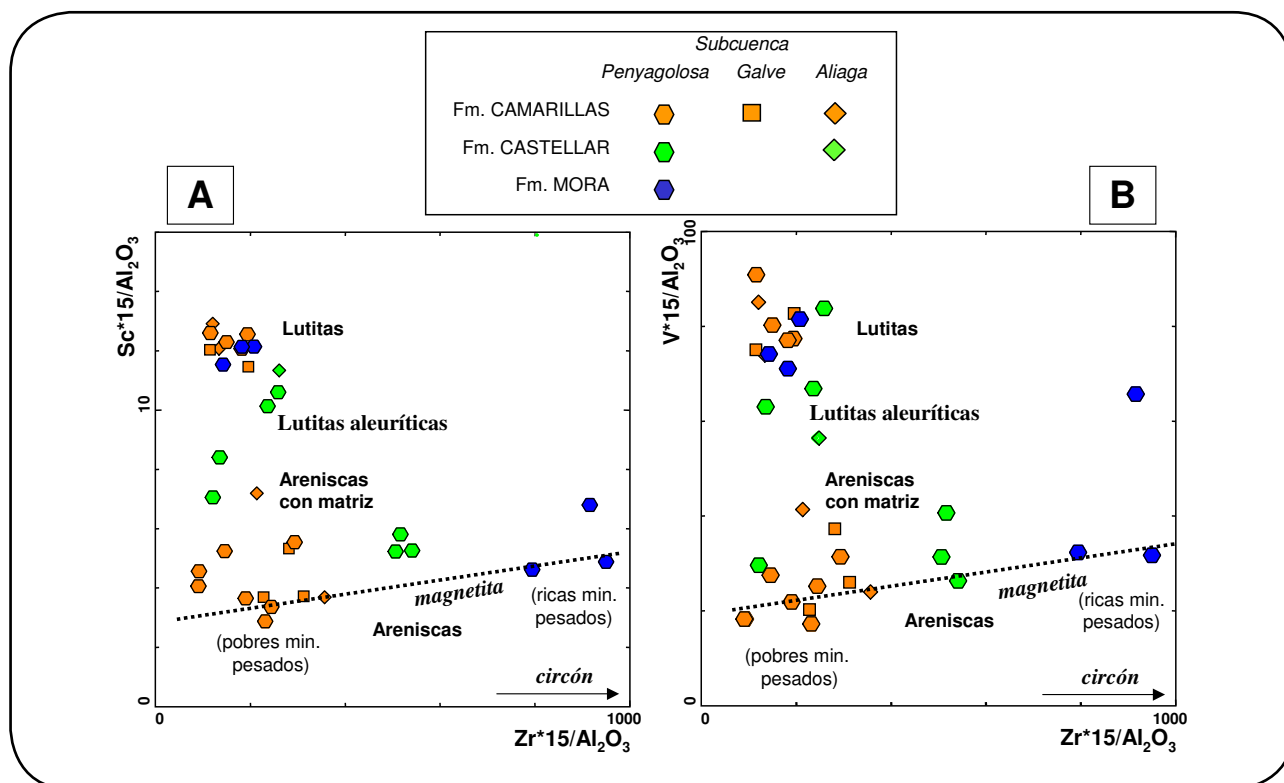
Por lo tanto, las lutitas contienen más Y+Nb que las areniscas de las mismas formaciones, excepto en el caso de la **Fm. Mora**, lo cual no es una pauta normal, ya que los elementos traza deberían estar más enriquecidos en los sedimentos más finos (Taylor y McLennan, 1985). Asimismo, el mayor contenido en las areniscas de la **Fm. Mora** en

Y+Nb, y en el resto de elementos REE, sugiere una ligera diferencia en su procedencia, respecto a las formaciones **Castellar** y **Camarillas**.

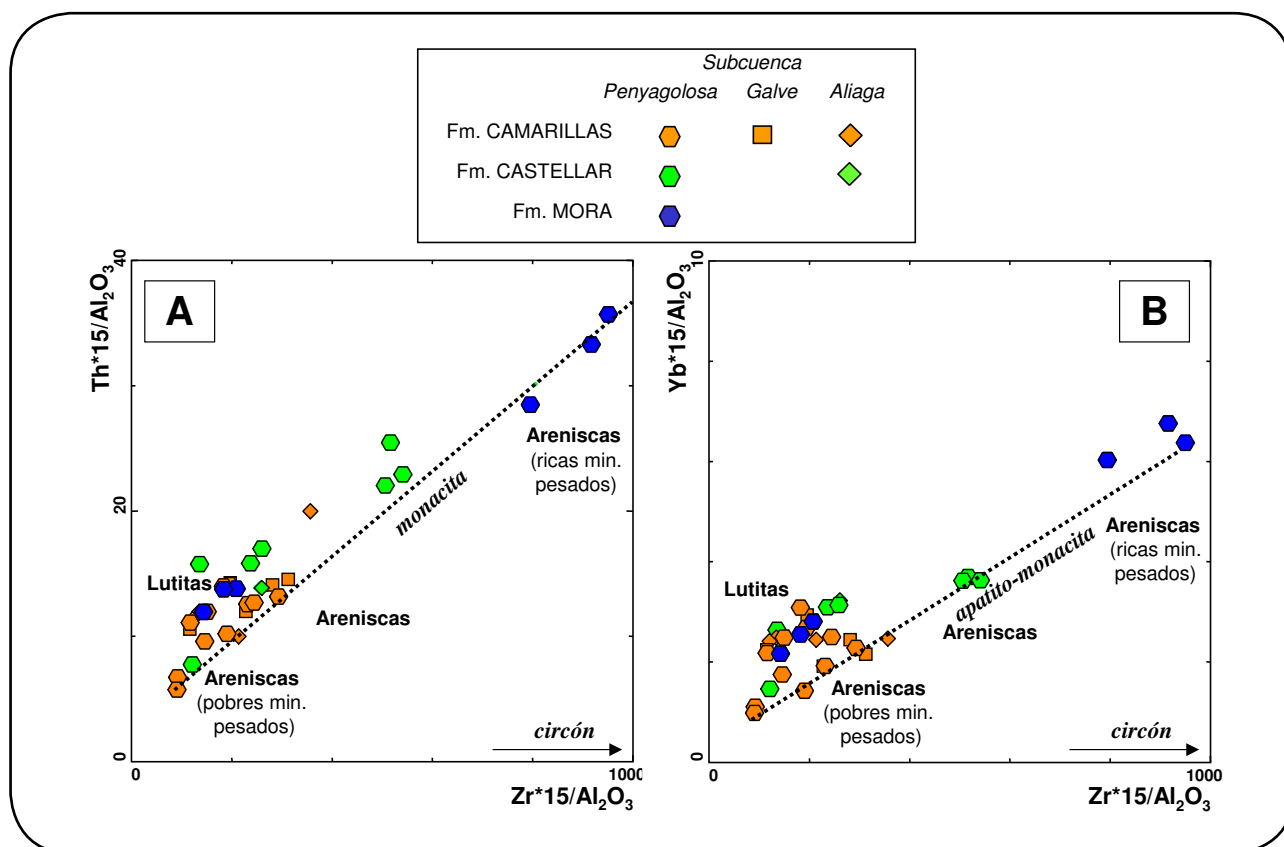
Los elevados valores de La que presentan tanto las lutitas (desde 31 a 59 ppm; Fig. 12.3.4), como las areniscas de la **Fm. Mora** (de 30 a 43 ppm; Fig. 11.2.4) son los que están más próximos a los de las pizarras del Paleozoico de la Cordillera Ibérica (desde 40 a 67 ppm; Bauluz *et al.*, 2000).

Las relaciones Zr/Sc y Th/Sc son buenos y fiables indicadores de la procedencia (Taylor y McLennan, 1985; McLennan *et al.*, 1990). El Zr está presente en cantidades bastante enriquecidas, sobre todo en circones, mientras que el Sc no suele estar presente en este mineral, pero preserva una señal de la procedencia similar a la de otros REE (McLennan, 1989). Por otro lado, en los sistemas ígneos el Th es un elemento incompatible y el Sc es compatible, por lo que la relación Th/Sc es un buen indicador de los procesos de diferenciación química de rocas ígneas (McLennan *et al.*, 1993). Por lo tanto, las areniscas y las lutitas estudiadas con valores por encima de 0,79 Th/Sc (McLennan *et al.*, 2003) procederían de rocas de la corteza continental superior. El hecho de que la mayoría de las areniscas tengan altos valores en Zr/Sc, estaría relacionado con el mayor contenido en minerales pesados, fundamentalmente circones (McLennan *et al.*, 1993; Willan, 2003).

De esta forma, si se considerara el contenido en Zr frente a Sc y frente a V (Fig. 13.4.6-A y B) las areniscas forman una línea, cuya pendiente refleja la mayor o menor abundancia relativa de minerales pesados frente al circon (García *et al.*, 2004). Así, las areniscas de la **Fm. Mora** tendrían un mayor contenido en minerales pesados, respecto a las de **Castellar** y **Camarillas** (Fig. 13.4.6-A y B). Esta línea con una pendiente baja indicaría que en todas las areniscas estudiadas hay poca magnetita, cuya presencia indicaría una procedencia a partir de rocas básicas y ultrabásicas (García *et al.*, en prensa). Sin embargo, el contenido en otros minerales pesados, como la monacita o el apatito (áreas fuentes de granitos peraluminícos), sería mayor



**Figura 13.4.6.** Diagramas donde se representa la cantidad de Zr frente a Sc (A) y frente a V (B), para las areniscas y lutitas estudiadas. El contenido en estos elementos ha sido normalizado respecto al 15%  $Al_2O_3$ . La cantidad de minerales pesados controla la pendiente de la línea donde se proyectan las areniscas.



**Figura 13.4.7.** Diagramas donde se representa la cantidad de Zr frente a Th (A) y frente a Yb (B), para las areniscas y lutitas estudiadas. El contenido en estos elementos ha sido normalizado respecto al 15%  $Al_2O_3$ . La cantidad de minerales pesados como la monacita y el apatito parece ser mayor que en el caso de la magnetita, como sugiere la mayor pendiente de la recta donde se proyectan las areniscas.

al presentar esta línea una pendiente más grande (Fig. 13.4.7-A y B). Además, la buena correlación positiva de los elementos Sc, V, Th e Yb frente al Zr, en los diagramas anteriores, sugiere que los minerales pesados contienen una parte importante de los elementos químicos analizados en estas areniscas. En cuanto a las lutitas, estas se proyectan bien agrupadas y separadas de las areniscas en los diagramas que consideran el Zr frente a Sc y frente a V (Fig. 13.4.6-A y B). Este hecho estaría relacionado con la escasa presencia de Sc y V en los minerales pesados y su mayor participación en la fracción arcillosa (areniscas con matriz) (García *et al.*, 2004). Observándose un tránsito en el enriquecimiento en Sc y V en la evolución desde areniscas con matriz, lutitas aleuríticas a lutitas arcillosas (Fig. 13.4.6).

Como indicadores de procedencia de los sedimentos también se emplean las relaciones La/Sc, La/Th, La/Yb, Th/Sc, Zr/Sc, La/Co, Th/Co y Cr/Th (Tabla 13.3). Estas relaciones implican elementos compatibles frente a incompatibles en rocas ígneas y consideran aquellos elementos que tienen un comportamiento similar durante la alteración. De este modo, estas relaciones entre elementos, definen la naturaleza de los protolitos,

más o menos alterados, puesto que se transfieren en proporciones invariables (Taylor y McLennan, 1985; McLennan *et al.*, 1993; Cavalcante *et al.*, 2003). Si comparamos los valores obtenidos en las relaciones La/Sc, Th/ Sc, Th/Co y Cr/Th para areniscas y lutitas, con las relaciones para distintos tipos de rocas (Tabla 13.3), se observa que los datos obtenidos para areniscas y lutitas están más próximos a una composición félsica del área fuente que a una máfica, de corteza oceánica o de corteza continental inferior. Las lutitas analizadas tienen relaciones muy similares al PAAS y a las pizarras del Paleozoico de la Cordillera Ibérica (Bauluz *et al.*, 2000). Las areniscas de la **Fm. Camarillas** tienen un valor medio en La/Sc similar al de un granito (Taylor y McLennan, 1985; Condie, 1993). Esta relación es mayor para **Mora** y **Castellar**, lo que sugiere aportes desde fuentes félsicas con relaciones La/Sc ligeramente mayores. Por lo tanto, el enriquecimiento de los sedimentos estudiados en elementos traza incompatibles sobre los compatibles reflejaría una influencia en los aportes desde áreas fuentes de composición félsica (McLennan *et al.*, 1993), lo que sería compatible con los diagramas discriminantes de Roser y Korsch (1988) que han sido discutidos.

**Tabla 13.3.** Relaciones elementales para distintos tipos de rocas según varios autores.

	La/Sc	Th/Sc	Th/Co	Cr/Th
<b>Granitos (1)</b>	8			0.44
<b>Andesitas (1)</b>	0.9			9.77
<b>Paleoz C. Iberica (2)</b>	2.3-4.5	0.7-1.3	0.6-1.8	5.3-9.3
<b>Corteza Cont. Sup. (3)</b>	2.21	0.79	0.63	7.76
<b>Corteza Cont. Inf (3)</b>	0.3			222
<b>Corteza Oceánica (3)</b>	0.1			1227
<b>Fuentes félsicas (4)</b>	2.5-16.3	0.84-20.5	0.67-19.4	4-15
<b>Fuentes máficas (4)</b>	0.43-0.86	0.05-0.22	0.04-1.4	25-500
<b>PAAS (5)</b>	2.4	0.9	1.6	7.5

(1) Condie (1993)

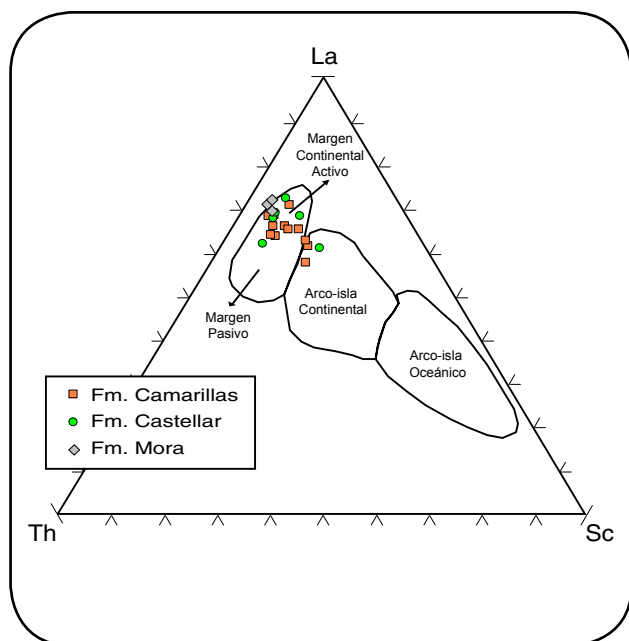
(2) Bauluz *et al.* (2000)

(3) McLennan (2001); Taylor y McLennan (1985)

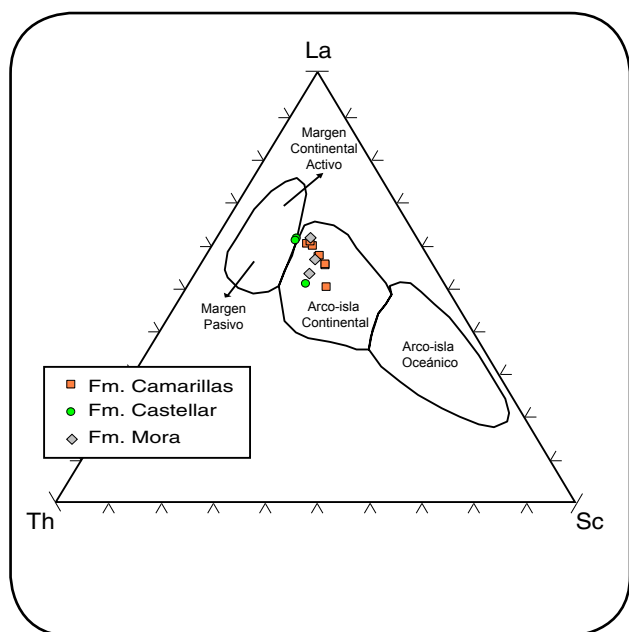
(4) Cullers (1994, 2000); Cullers y Podkovyrov (2000); Cullers *et al.* (1988)

(5) Taylor y McLennan (1985)

Otro tipo de relación utilizada para discriminar procedencia es la que considera el contenido relativo de Th-La-Sc. Esta relación no se ve afectada por procesos externos como la meteorización y la diagénesis (Taylor y McLennan, 1985). En el diagrama triangular Th-La-Sc (Fig. 13.4.8) las areniscas se proyectan en



**Figura 13.4.8.** Diagrama triangular La-Th-Sc de Taylor y McLennan (1985) para las areniscas.

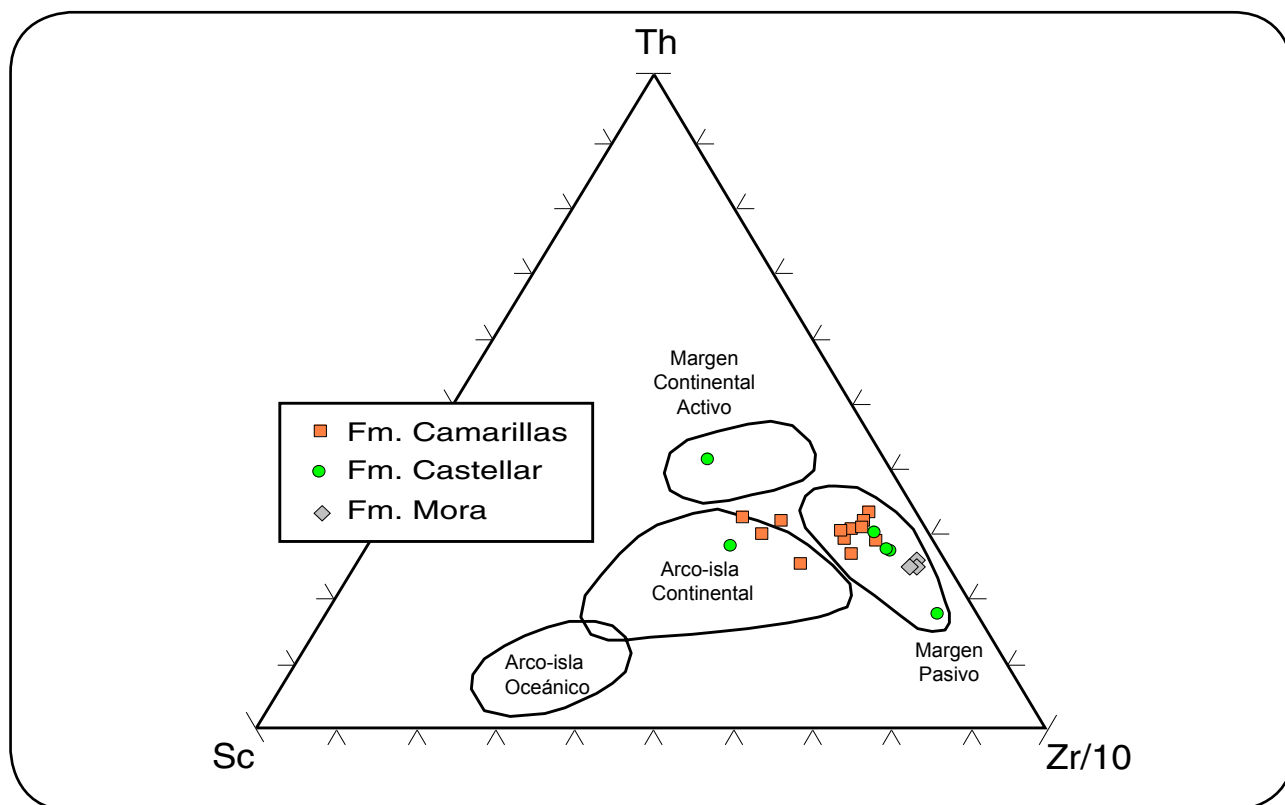


**Figura 13.4.9.** Diagrama triangular La-Th-Sc de Taylor y McLennan (1985) para las lutitas.

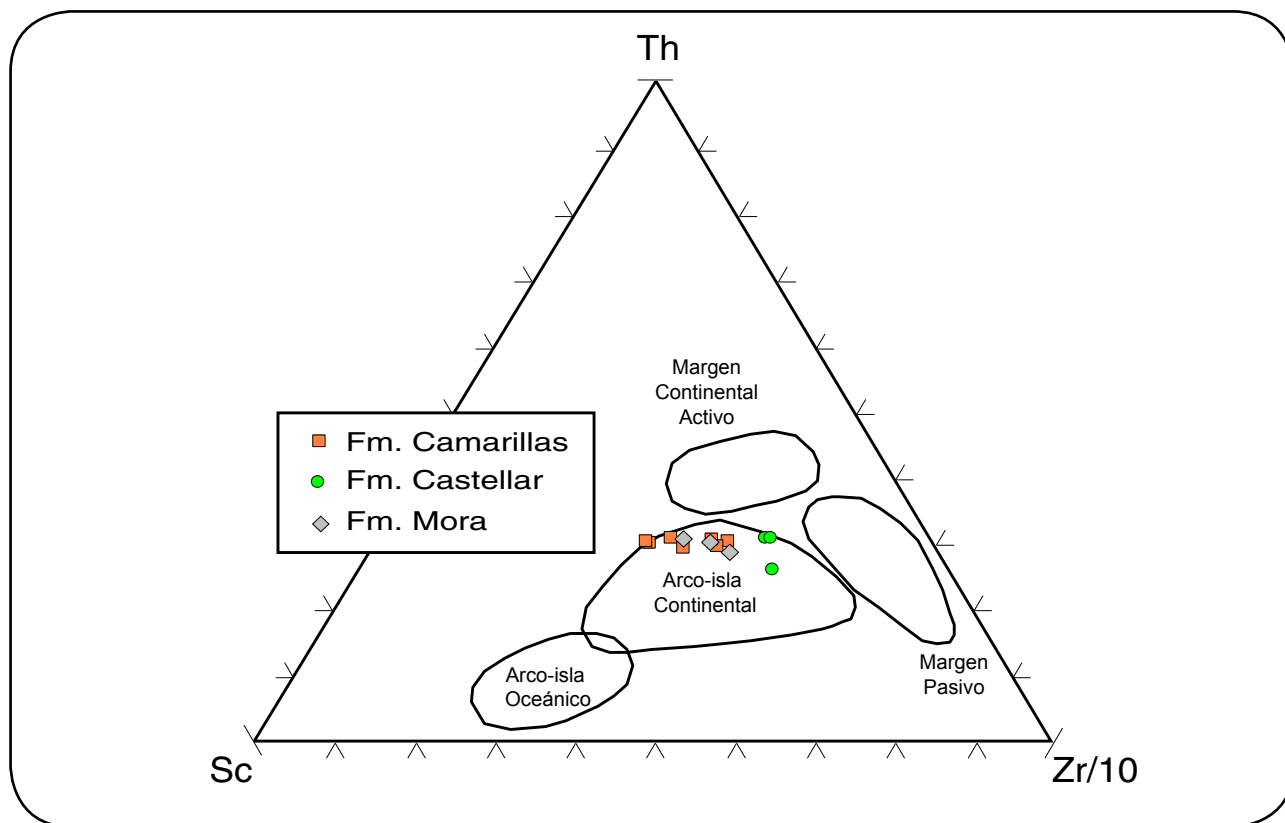
la zona de los márgenes continentales activos, lo que indicaría que el área fuente estaría constituida por bloques en situación intraplaca, y con escasas contribuciones de carácter básico (Bhatia y Crook, 1986). Las interpretaciones basadas en este tipo de diagramas, para los datos obtenidos de los análisis de lutitas pueden conducir a error, ya que un ambiente tectónico específico, no produce necesariamente rocas sedimentarias con una señal única (McLennan *et al.*, 1990, Bahlburg, 1998). Como puede observarse en la Figura 13.4.9, las lutitas se proyectan en el campo de los arcos-isla, debido al mayor contenido en Sc con relación a las areniscas. Esta pauta es normal en lutitas, ya que este elemento aumenta en las rocas de grano más fino, al ser fuertemente retenido en los filosilicatos (Mata *et al.*, 2000).

Una variante de estos gráficos triangulares son los propuestos por Bhatia y Crook (1986) donde se enfrenta en contenido en Th-Sc-Zr/10. Sin embargo, los resultados se proyectan en distintos campos, de la misma forma que con los diagramas comentados anteriormente (Fig. 13.4.10 y Fig. 13.4.11).

De la información ambigua que arrojan estos últimos diagramas, se puede inferir que no son válidos para sedimentos depositados a escala de primer orden o subcuenca, ya que habría que considerar factores ambientales, tales como la meteorización química, el transporte y depósito (Ingersoll, 1990).



**Figura 13.4.10.** Diagrama triangular Th-Sc-Zr/10 de Bhatia y Crook (1986) para las areniscas.



**Figura 13.4.11.** Diagrama triangular Th-Sc-Zr/10 de Bhatia y Crook (1986) para las lutitas.

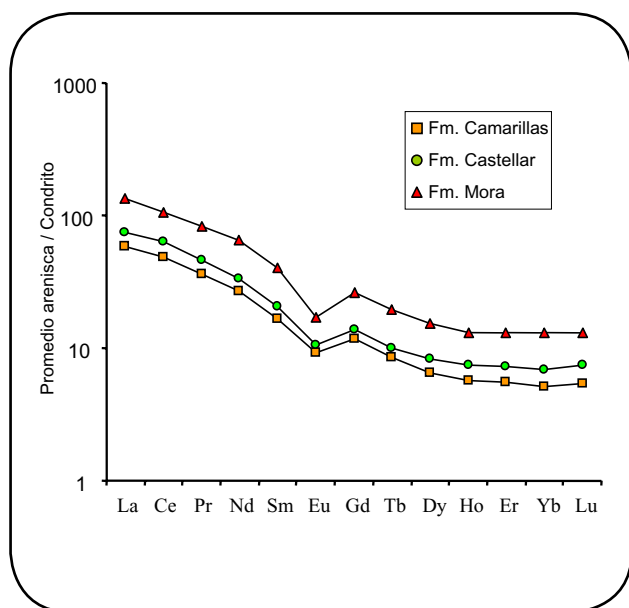


### 13.4.3.- Diagramas multielementales y de REE

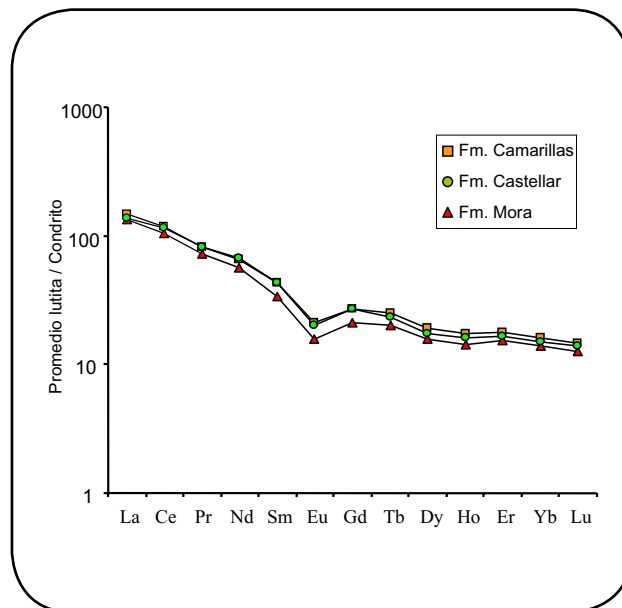
Las pautas multielementales de todas las areniscas muestran una tendencia parecida a la de rocas calco-alcalinas debido a su enriquecimiento en U, La, Nd, Zr e Y. Sin embargo, las areniscas de la **Fm. Mora** están más enriquecidas en todos los REE, respecto a las otras areniscas estudiadas (Fig. 13.4.12). En cuanto a las lutitas, no presentan diferencias entre las formaciones y están muy próximas a la composición media de las pizarras post-Arcaicas de Australia (PAAS; Fig. 13.4.13). Los valores medios del PAAS son considerados representativos de la composición de la corteza continental superior y su área fuente primitiva sería predominante de tipo félsico (Taylor y McLennan, 1985). Su empobrecimiento en P puede ser explicado por una menor cantidad

de fases accesorias como el apatito y monacita, comparado con el PAAS (Lee, 2002).

A continuación se van a comparar las pautas de areniscas y lutita con las tendencias para distintos tipos de rocas (las rocas volcánicas del Pérmico, Triásico y Jurásico de la Cordillera Ibérica, las rocas graníticas del Sistema Central y Montes de Toledo, las pizarras del Paleozoico de la Cordillera Ibérica, las areniscas del Buntsandstein y los metasedimentos del Paleozoico) que actualmente afloran en el N y NO de la cuenca del Maestrazgo, por ser esta la zona donde quedarían localizadas las principales áreas fuentes (basándose en los datos de paleocorrientes, como se ha discutido anteriormente).



**Figura 13.4.12.** Diagrama REE con los valores medios para las areniscas. Normalizado respecto al condrito de Boynton (1984).



**Figura 13.4.13.** Diagrama REE con los valores medios para las lutitas. Normalizado respecto al condrito de Boynton (1984).

### 13.4.3.1.- Comparación con las rocas volcánicas de la Cordillera Ibérica

En la Cadena Ibérica existe una amplia representación de manifestaciones ígneas, cuya edad de emplazamiento, afinidad magmática y expresión geodinámica quedan resumidas en Fig. 13.4.14 y Fig. 13.4.15 (Lago *et al.*, 2004). En este apartado se resumirán las principales características de los distintos tipos de rocas volcánicas, haciendo especial énfasis en el *Sector SO del Maestrazgo*, por ser el más cercano a la zona de estudio, con el objeto de poder comparar

con los sedimentos estudiados.

En el *Sector NO de la Cadena Ibérica*, en la Sierra de la Demanda, existen dos tipos de manifestaciones: Por un lado los sills y diques de composición andesítica emplazados en materiales pre-Ordovícicos afectados por el metamorfismo y la tectónica varisca (Colchen, 1974), y por otro lado, dentro de materiales en facies Keuper afloran las doleritas toleíticas ("ofitas").

En el *Sector del margen occidental del Tethys* (parte oriental de la Sierra de Cameros y la Sierra

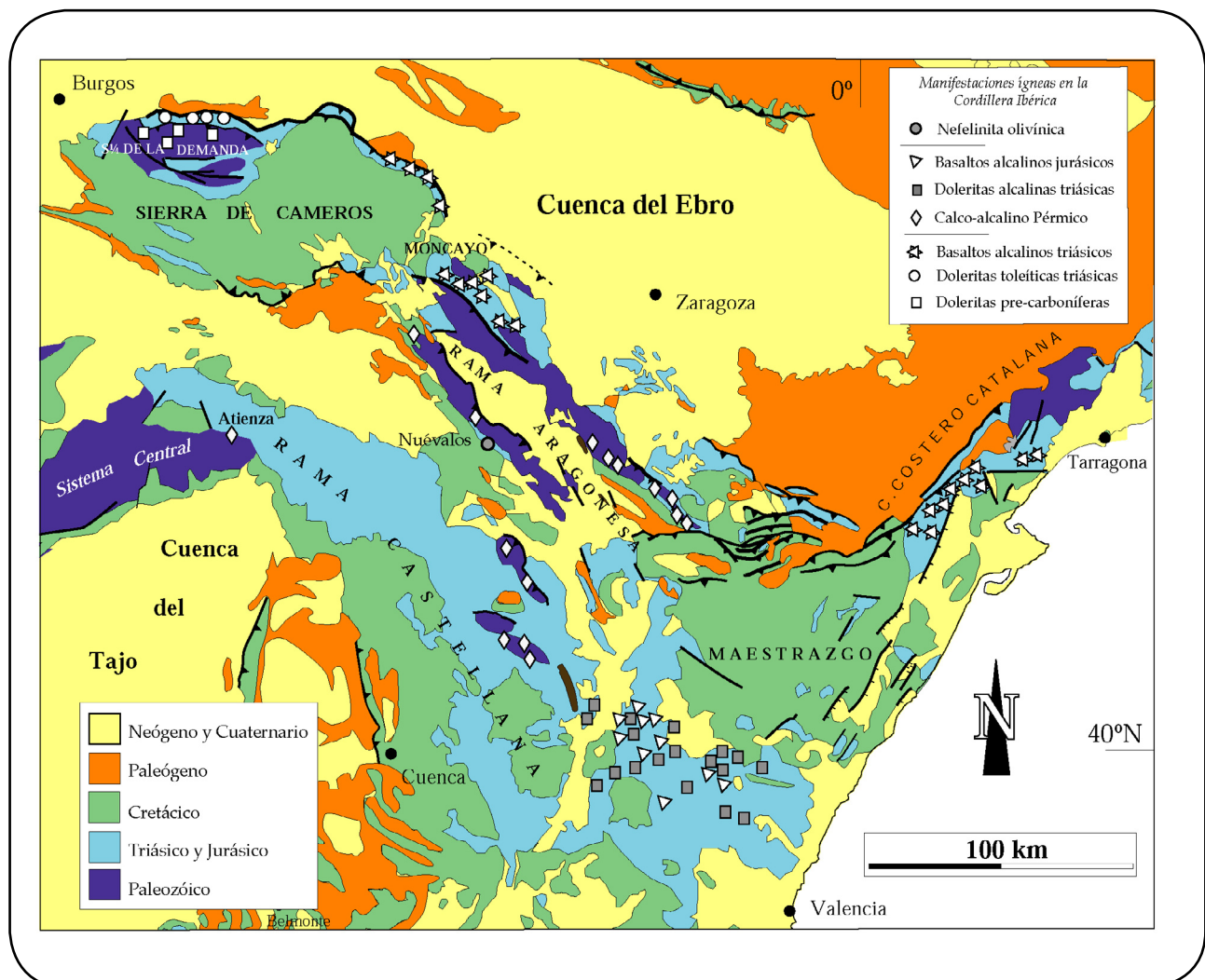
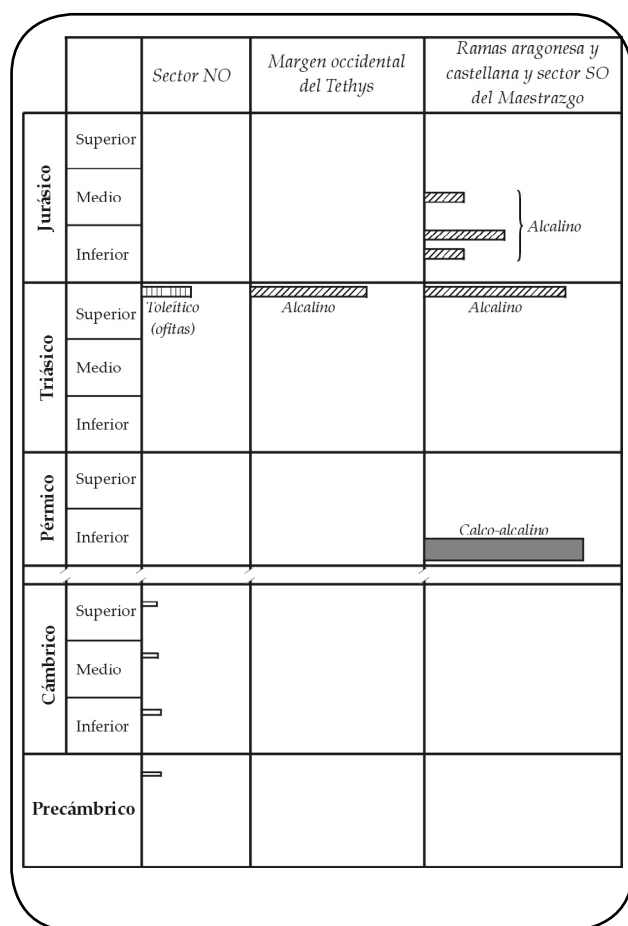


Figura 13.4.14. Localización de los principales afloramientos de rocas volcánicas en la Cordillera Ibérica (Lago *et al.* 2004).



**Figura 13.4.15.** Localización temporal de los magmatismos presentes en la Cordillera Ibérica (Lago *et al.* 2004).

del Moncayo, región del Bajo Ebro y borde SE de las Cadenas Costero Catalanas) existen afloramientos característicos de un magmatismo alcalino de edad pre-Hettangiense que formaría parte de una misma provincia alcalina, ligada al rift del margen occidental del Tethys.

Por último, se puede definir otro gran sector correspondiente a las *Ramas Aragonesa y Castellana y SO del Maestrazgo*, donde se encuentran tres magmatismos que están relacionados directamente con las fases de *rift*.

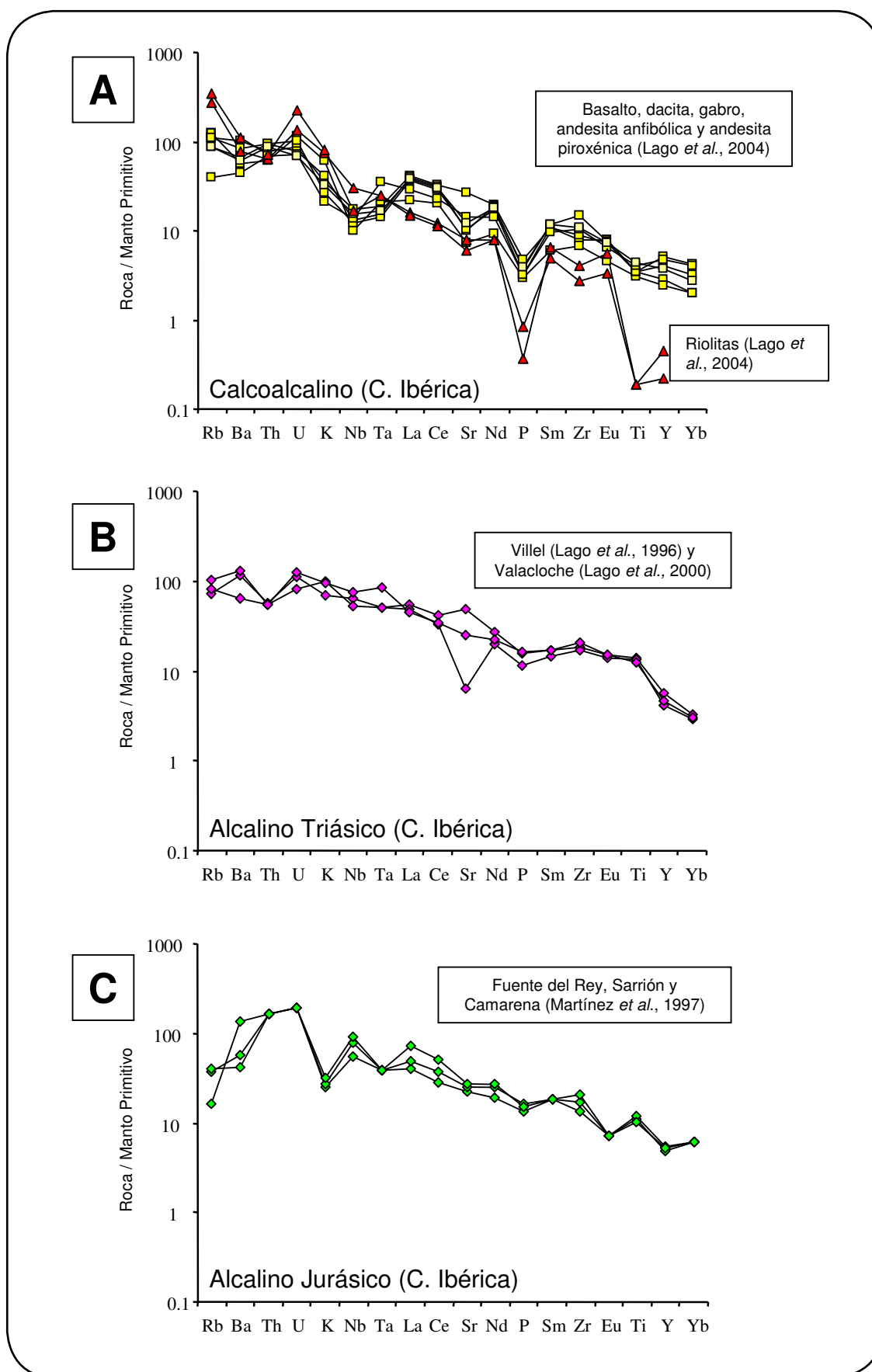
1) El magmatismo calco-alcalino, de edad post-Estefaniense a pre-Buntsandstein (Pérmico inferior), está muy bien representado en las dos Ramas de la Cordillera Ibérica (oriental o Aragonesa y occidental o Castellana). Este magmatismo presenta dos modalidades de emplazamiento: las intrusiones subvolcánicas

(sills y, en menor número, diques) y los depósitos piroclásticos. Las intrusiones subvolcánicas presentan desarrollo variable, desde la escala métrica a intrusiones aisladas, de pocos kilómetros de longitud. Se emplazan en materiales de edad diversa (desde el Ordovícico hasta el Carbonífero) y sus relaciones de corte permiten establecer un orden temporal de emplazamiento que se inicia con andesitas anfibólicas, seguidas por andesitas piroxénicas, microgabro y riolitas. Los basaltos, esporádicos, aparecen intercalados en la secuencia indicada.

La composición química define una pauta continua desde basalto a riolita. Las pautas multielementales, normalizadas respecto a un manto primitivo, muestran un empobrecimiento en Nb y P, así como, un enriquecimiento en Rb, Ba, Th, U y en tierras raras ligeras. Las pautas de tierras raras, normalizadas con igual estándar, muestran un destacado paralelismo desde los basaltos a las andesitas con enriquecimiento en elementos ligeros y empobrecimiento gradual en los pesados (Fig. 13.4.16-A).

Por lo tanto, la pauta de carácter calco-alcalino observada en las areniscas coincide con la de las rocas del magmatismo citado, sin embargo, su posible aportación como área fuente está dificultada por su escasa extensión superficial, su disposición en surcos hundidos y la amplia dispersión de los materiales piroclásticos con composiciones andesíticas y dacíticas.

2) El magmatismo alcalino del SO del Maestrazgo es de edad pre-Hettangiense y está representado por sills doleríticos subvolcánicos. No afloran manifestaciones explosivas. Estos sills son abundantes, siguiendo una alineación NO-SE, desde el sector de Vilel (Teruel) hasta afloramientos surorientales como Valacloche-Camarena, Sarrión, Albentosa-Santa Cruz de Moya, San Agustín-Vall de Uxó, Torás y Altura. En el sector de Valacloche-Camarena (Lago *et al.*, 2000) estos sills presentan a techo estructuras de fluidalidad y generan un metamorfismo de contacto de grado muy débil en los materiales margoso-arcillosos del Keuper (K4 y K5 de Ortí, 1990). Los enclaves (granitos, aplitas, metapelitas



**Figura 13.4.16.** Diagrama multielemental normalizado respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para los principales magmatismos presentes en la Cordillera Ibérica. (A) Calcoalcalino de edad Pérmico. (B) Alcalino de edad Triásico. (C) Alcalino de edad Jurásico.

de alto grado y cuarcitas), escasamente asimilados y poco clasificados, son frecuentes en la zonas centrales de los sills. Petrológicamente estas doleritas tienen como asociación promedio, augita titanada + plagioclasa + biotita + feldespato potásico + apatito + opacos + titanita accesorio. Geoquímicamente presentan valores altos de álcalis,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , junto a contenidos altos en Nb y Ta (Fig. 13.4.16-B). Este magmatismo se emplaza a favor de discontinuidades del tardi-varisco, reactivadas bajo condiciones de mayor extensión, con adelgazamiento cortical y generación de un magma alcalino durante el Trías (pre-Hettangiense).

3) El magmatismo alcalino Jurásico, en este mismo sector, está representado en numerosos afloramientos, dominando en volumen, los términos volcanoclásticos y siendo minoritarios los sills basálticos. Está intercalado en materiales carbonatados marinos de las formaciones: Fm. Calizas bioclásticas de Barahona, Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel, Mb. Calizas nodulosas de Casinos y la parte media "informal" de la Fm. Carbonatada de Chelva (Gómez, 1979). La potencia de los materiales

volcanoclásticos varía desde pocos decímetros a decenas de metros y puede alcanzar un máximo de 120 m. Se han identificado tres pulsos (Martínez *et al.*, 1997) situados en el intervalo Pliensbachiense-Bajociense, con gran número de afloramientos en el Toarciense.

Los sills basálticos presentan espesores del orden de 20 m y su composición es de olivino + augita titanada, con proporciones variables de plagioclasa, titano-magnetita y espinela. Además del contenido alto en álcalis, destaca el valor alto en Nb y Ta que confirma la afinidad alcalina (Fig. 13.4.16-C).

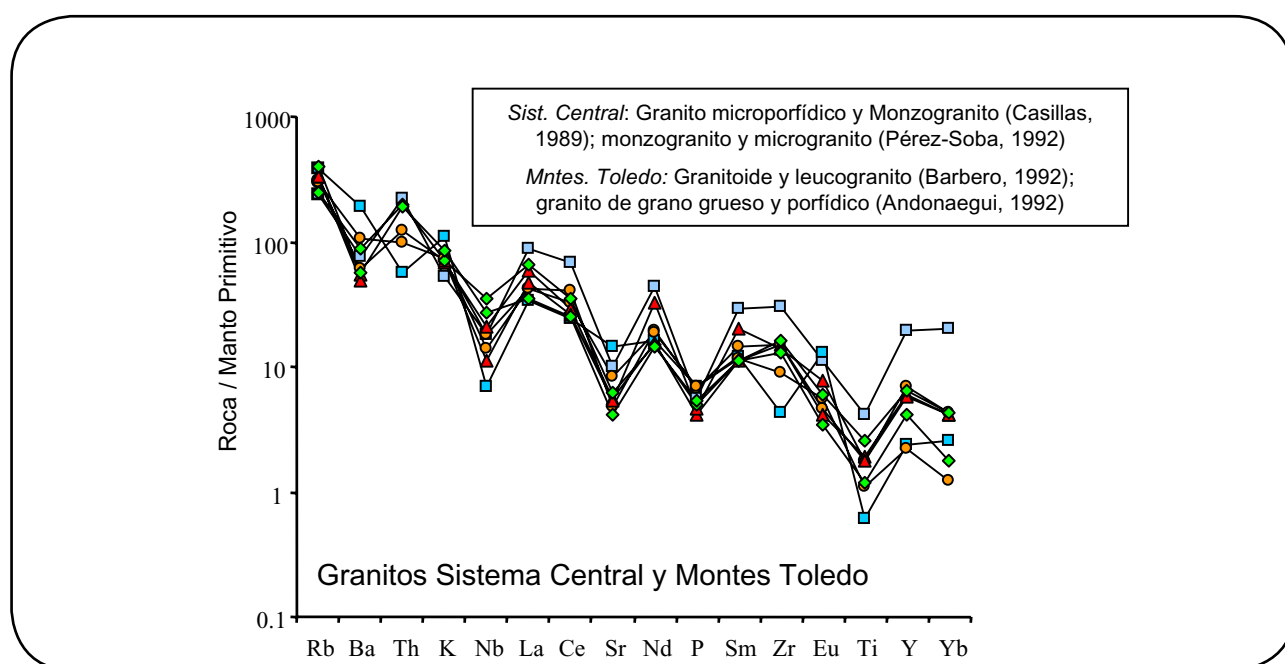
Respecto a su participación como áreas fuentes, pueden ser descartados los magmatismos triásicos, tanto el toleítico como el alcalino, debido a que las pautas multielementales y de tierras raras en las areniscas de las formaciones estudiadas difieren notablemente con la características de estas series magmáticas. Esta exclusión está confirmada, a su vez, por la ausencia de minerales característicos de ambas series magmáticas en las areniscas.



### 13.4.3.2.- Comparación con las rocas graníticas del Sistema Central y Montes de Toledo

Los principales afloramientos de rocas granítico-gneísicas que se encuentra al Oeste de la zona de estudio son el Sistema Central (Casillas, 1989; Pérez-Soba, 1992; Villaseca *et al.*, 1993) y de los Montes de Toledo (Andonaegui, 1992; Barbero, 1992; Villaseca *et al.*, 1993). Los tipos de rocas que afloran son muy variados (leucogranitos, adamellitas, monzogranitos,

granodioritas, tonalitas, entre otros) y se han elegido las variedades más representativas para su proyección en el diagrama multielemental de la Fig. 13.4.17. Los tipos de rocas considerados del Sistema Central y Montes de Toledo presentan una pauta de carácter calco-alcalino, lo que sugiere su contribución como área fuente a las areniscas y lutitas estudiadas, hecho que es consistente con su gran volumen y superficie de afloramiento y su disponibilidad durante en el Cretácico inferior como área fuente.



**Figura 13.4.17.** Diagrama multielemental normalizado respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para los granitos del Sistema Central y Montes de Toledo. \* No hay datos disponibles para el U y Ta.

### 13.4.3.3.- Comparación con las pizarras del Paleozoico de la Cordillera Ibérica

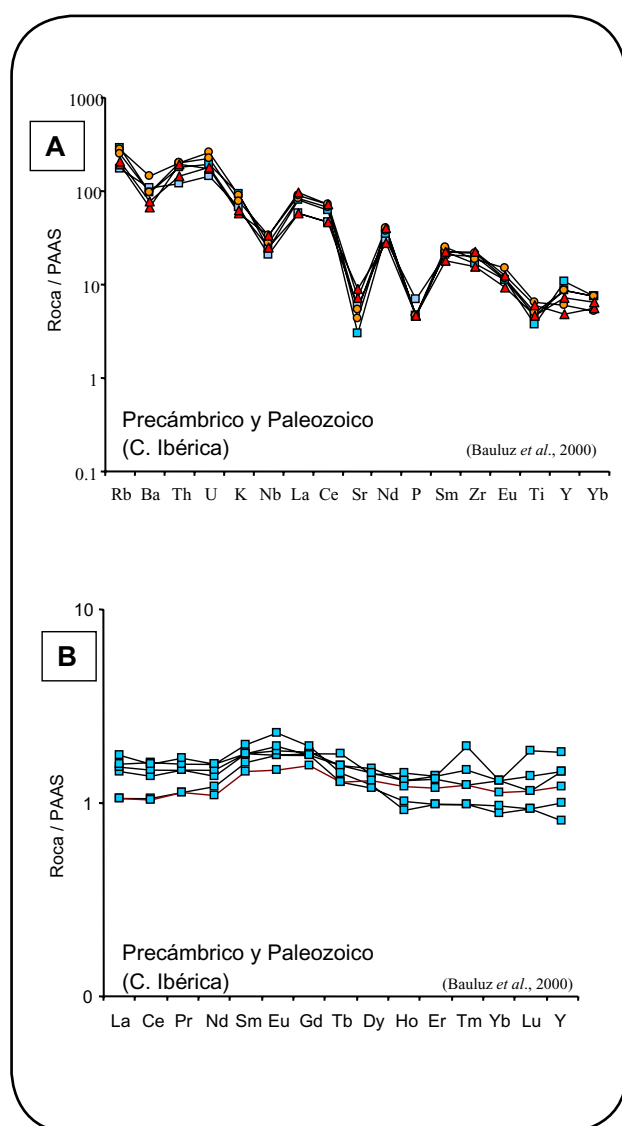
En la Fig. 13.4.18 se han normalizado los datos químicos de las pizarras del Paleozoico de la Cordillera Ibérica (Bauluz *et al.*, 2000) respecto al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para poder comparar con las areniscas estudiadas; y respecto al PAAS de Taylor y McLennan (1985), con el objeto de compararlas con las lutitas. Respecto a las areniscas, se observa que muestran una pauta similar a las pizarras del Paleozoico. En cuanto a las lutitas,

las pizarras del Paleozoico presentan también composiciones muy próximas al PAAS, al igual que las lutitas aquí estudiadas. Estas rocas del Precámbrico y Paleozoico han sido interpretadas como procedentes de fuentes de tipo granítico, con ligeras diferencias geoquímicas, debidas a procesos de selección mineral, meteorización química o grado de reciclado (Bauluz *et al.*, 2000).

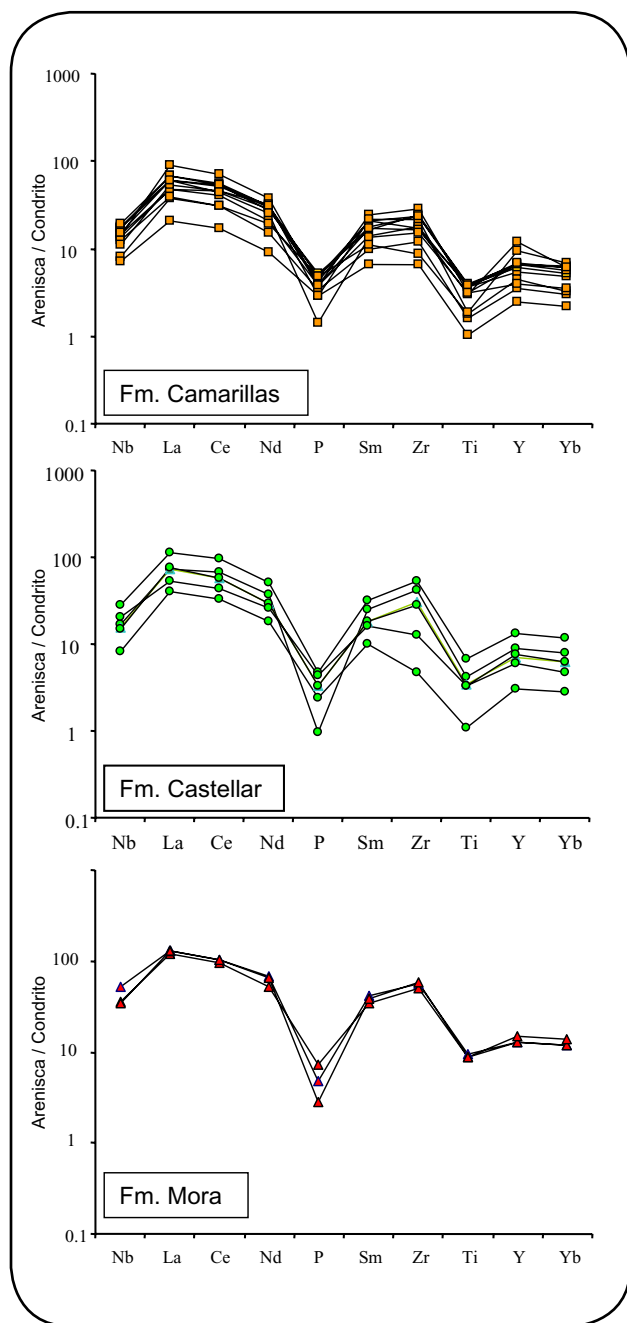
### 13.4.3.4.- Comparación con las areniscas del Buntsandstein y los metasedimentos del Paleozoico

Para poder comparar los espectros de las areniscas y lutitas estudiadas con las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica (Marfil *et al.*, 1998) y los metasedimentos de los Montes de Toledo (Villaseca *et al.*, 1993) ha sido necesario normalizar los datos respecto al condrito de Thompson *et al.* (1984) debido a la escasez de elementos analizados sobre estas rocas, disponibles en la bibliografía. En las figuras 13.4.19, 13.4.20 y 13.4.21 se observa que las pautas de areniscas y lutitas del Cretácico inferior, se caracterizan por empobrecimientos muy marcados en P y Ti, coincidiendo tanto con las areniscas del Triásico, como con los metasedimentos de los Montes de Toledo. Respecto a la pauta general, la **Fm. Mora** (la más rica en REE) es la que más se parece a los metasedimentos de los Montes de Toledo, ya que las areniscas del Buntsandstein están más empobrecidas en general en todos los elementos.

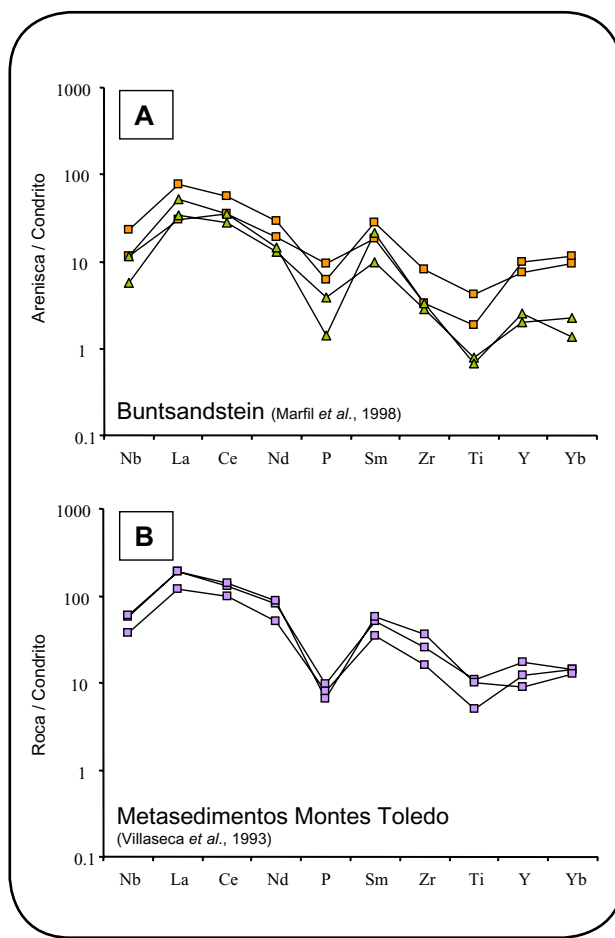
La similitud entre la pauta de elementos REE obtenida en las areniscas y lutitas de las tres formaciones, con respecto a las areniscas del Triásico puede ser interpretada como, (i) un aporte a partir del reciclado de estas areniscas, aunque este hecho no queda totalmente corroborado por los datos petrográficos, (ii) o bien como debida al mismo tipo de rocas en el área fuente, durante el depósito de las areniscas del Buntsandstein y, posteriormente, de las areniscas del Cretácico inferior.



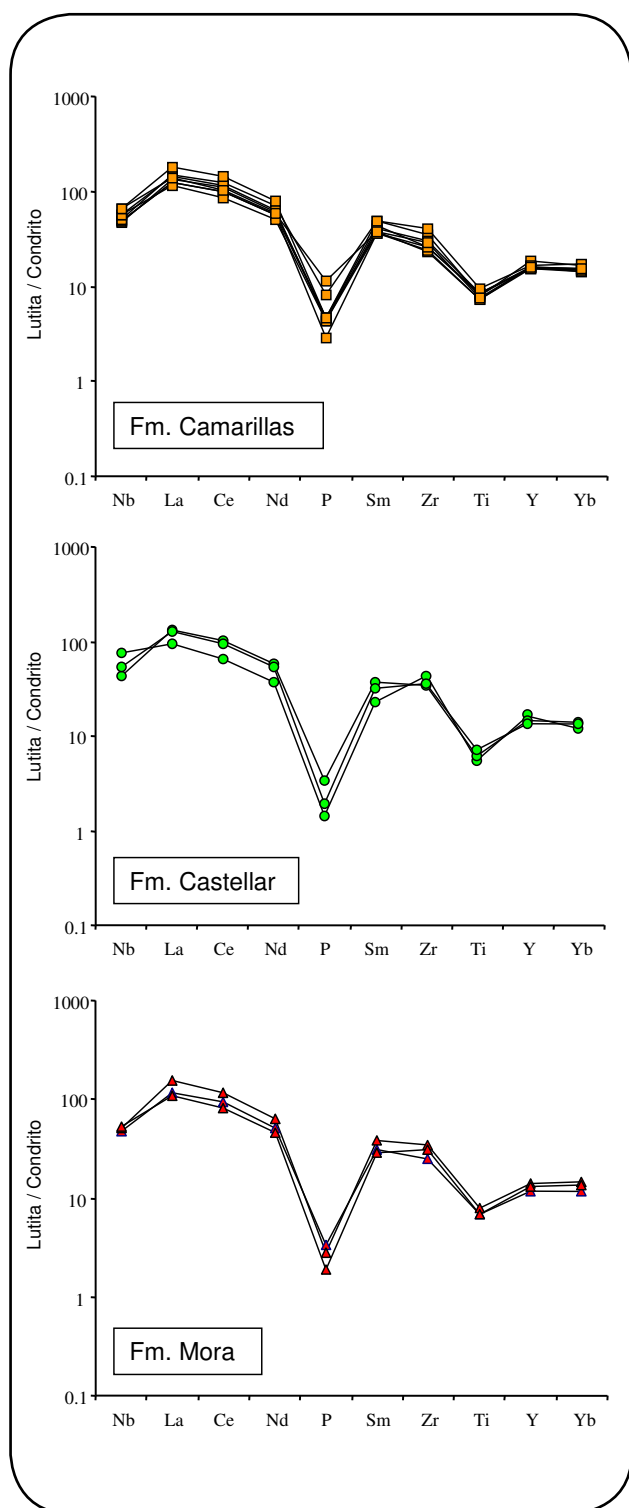
**Figura 13.4.18.** Diagrama multielemental y de REE, respectivamente, para las pizarras del Paleozoico (Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico y Carbonífero) de la Cordillera Ibérica (Bauluz *et al.*, 2000). (A) Normalizado respecto a un manto primitivo de (Sun y McDonough, 1989) y (B) respecto al PAAS (Taylor y McLennan, 1985).



**Figura 13.4.19.** Diagrama de REE normalizado respecto al condrito de Thompson *et al.* (1984) para las areniscas de las formaciones Mora, Castellar y Camarillas.



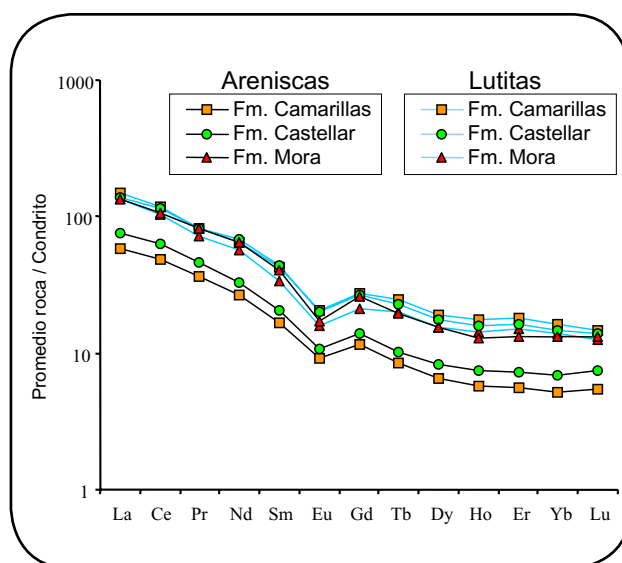
**Figura 13.4.20.** Diagrama de REE normalizado respecto al condrito de Thompson *et al.* (1984) para las areniscas del Buntsandstein (Marfil *et al.*, 1998) y las rocas pelíticas, semipelíticas de series pre-Ordovícicas del Sistema Central (Villaseca *et al.*, 1993).



**Figura 13.4.21.** Diagrama de REE normalizado respecto al condrito de Thompson *et al.* (1984) para las lutitas de las formaciones Mora, Castellar y Camarillas, con objeto de poder comparar esta pauta con la del diagrama anterior.

#### 13.4.3.5.- Comparación de REE entre las areniscas y lutitas estudiadas

Las pautas de REE de areniscas y lutitas se caracterizan por un enriquecimiento en REE ligeros, una marcada anomalía negativa en Eu en todas las muestras y una tendencia plana en los elementos REE pesados (Fig. 13.4.22). Hay que destacar que las areniscas de la **Fm. Mora** presentan valores más altos en todos los REE, respecto al resto de las areniscas, y estos valores, más elevados, coinciden con los de las lutitas de las tres formaciones estudiadas. Este hecho sugiere una mayor participación de materiales de tipo arcillo-micáceos, en la procedencia de las areniscas de **Mora** y, como ya hemos indicado en el diagrama de clasificación restaurado (Fig. 13.3.2), estas areniscas serían las más ricas en fragmentos de roca metamórfica, así como en pseudomatrix derivada de la compactación de fragmentos de roca metamórfica de medio y bajo grado.



**Figura 13.4.22.** Diagrama de REE con los valores medios para las areniscas y lutitas estudiadas del Cretácico inferior. Destaca que las areniscas de la Fm. Mora se solapan con las pautas de las lutitas, por su mayor contenido en elementos REE. Normalizado respecto al condrito de Boynton (1984).

#### 13.4.4.- Grado de meteorización

Los valores del índice de meteorización (CIA) inferiores a 40 corresponderían a rocas inalteradas y en torno a los 100 a sedimentos residuales, con severa meteorización (Nesbitt y Young, 1982). Por lo tanto, los valores medios obtenidos en las areniscas (entre 51 y 58), indican un grado de meteorización no excesivamente intensa en el área fuente o durante el transporte. En cambio, las lutitas muestran valores medios mayores de meteorización, entre 68 y 75, lo que es normal, ya que las rocas de grano más fino, suelen presentar mayores evidencias de meteorización que las areniscas (McLennan *et al.*, 1990). No se han observado tendencias relacionadas con la posición estratigráfica, que pudieran sugerir variaciones en las condiciones de meteorización en el área fuente.

El índice CIW no considera el  $K_2O$  en su ecuación debido a que varios autores (Retallack, 1986; Nesbitt y Young, 1989) observaron en paleosuelos y rocas sedimentarias valores de K más altos de los que podrían ser esperados si se consideraba su roca original o precursora. De esta forma, Harnois (1988) propone el CIW, donde no considera el  $K_2O$  para evitar el problema de la adición de K. Por otra parte, la ecuación del CIW no tiene en cuenta el Al que estaría relacionado con el K eliminado de la ecuación. De esta forma, se tiende a obtener altos valores de CIW para rocas ricas en feldespato-K, hayan sufrido meteorización química o no (Fedo *et al.*, 1995). Así, las areniscas de la **Fm. Camarillas** muestran la mayor diferencia entre CIA y CIW debido al mayor contenido modal en feldespato-K, cuyo K habría sido eliminado en el cálculo del CIW, pero no el Al asociado al feldespato, lo que hace que el CIW sea mucho mayor que el CIA. En las formaciones **Mora** y **Castellar**, la ausencia o menor proporción de feldespato-K hace que el CIA y CIW tengan valores más próximos. En las lutitas sucede lo mismo y la diferencia entre los valores medios de CIA y CIW, puede ser atribuida a la presencia de minerales con K, como la ilita.

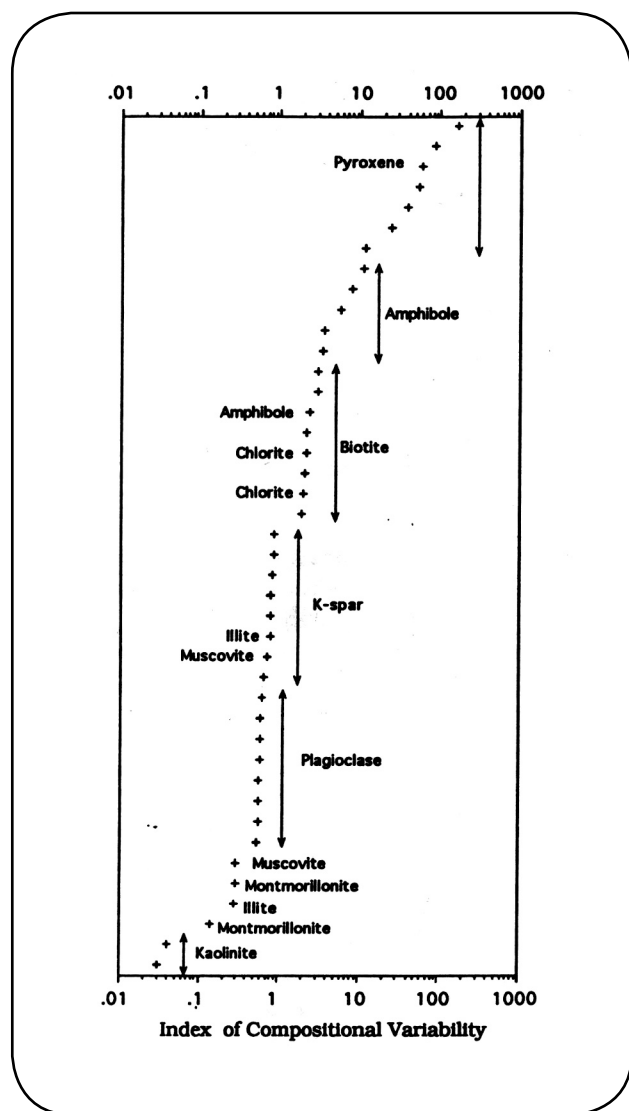
Los minerales de la arcilla y los minerales silicatados no arcillosos se caracterizan por tener proporciones diferentes de  $Al_2O_3$  (Cox *et al.*, 1995). De esta forma, estos autores definen el índice de variabilidad composicional (ICV), como una relación que mide la cantidad relativa de  $Al_2O_3$ , respecto de los otros elementos mayores presentes en una roca o mineral. Los minerales no silicatados contienen proporciones más bajas de  $Al_2O_3$  que los minerales arcillosos, por lo tanto, tienen un valor de ICV mayor. Así, el ICV puede ser aplicado como una medida de la madurez composicional de la roca. De esta forma, las areniscas de **Mora** y **Camarillas** con un valor de ICV en torno a 1 están próximas al rango que contiene tanto los minerales del grupo de la ilita como de los feldespatos (Fig. 13.4.23). En cambio, el valor obtenido para la **Fm. Castellar** de 1,86 sugiere una mayor madurez, debida a la presencia de gran cantidad de minerales de la arcilla del grupo de la clorita, lo que ha sido confirmado mediante DRX y MEB. Las lutitas, con valores algo inferiores a 1 estarían relacionadas con minerales del tipo ilita y moscovita (Fig. 13.4.23).

El ICV puede ser ampliado por la relación  $K_2O/Al_2O_3$ , ya que los minerales de la arcilla ( $<0,2-0,3$ ) y los feldespatos ( $>0,2-0,3$  hasta 1) presentan marcadas diferencias (Fig. 13.4.24). La relación  $K_2O/Al_2O_3$  para las areniscas de **Mora** (0,13) y **Castellar** (0,14) sugiere que el K está contenido principalmente en minerales de la arcilla (relaciones  $<0,2$ ), lo cual es consistente con las observaciones petrográficas y los análisis de DRX, ya que en ambas formaciones se ha observado ilita y, además, en la **Fm. Mora** el Fto-K está ausente y en la **Castellar** es muy escaso. En cambio, la relación en las areniscas de la **Fm. Camarillas** aumenta hasta 0,26 lo que sitúa a estas muestras en el límite del valor que diferencia el campo para el K presente en minerales de la arcilla, del campo del K presente en Ftos-K, lo que parece estar relacionado con la mayor cantidad de Fto-K presente en las areniscas de **Camarillas**. La relación  $K_2O/Al_2O_3$  en las lutitas sugiere la presencia de ilita y moscovita.

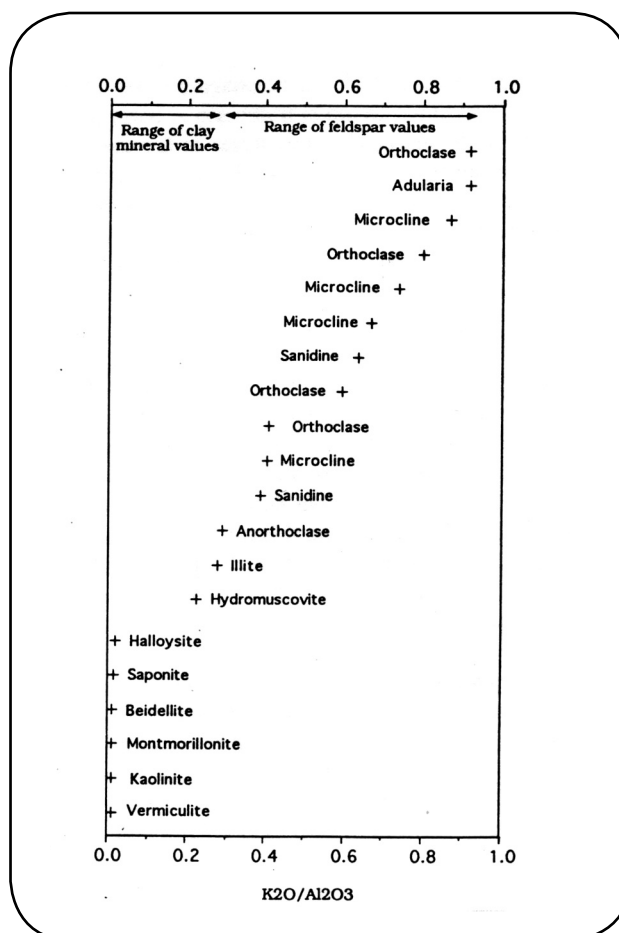


El índice de alteración de la plagioclasa (PIA) presenta valores en torno a 50 para rocas frescas y valores próximos a 100 para minerales de la arcilla (Fedo *et al.*, 1995). Los valores obtenidos sugieren un grado de alteración moderado en las areniscas y más alto en las lutitas, lo cual

es consistente con los valores obtenidos para el CIA. Además, el hecho de que las plagioclases de la **Fm. Castellar** presenten menor alteración que las de **Mora y Camarillas** es consistente con las observaciones realizadas mediante petrografía.



**Figura 13.4.23.** Valores del índice de variabilidad composicional para una selección de minerales. Las cruces representan valores individuales para un determinado mineral. Las flechas muestran el rango de posibles valores para los minerales de un grupo específico (tomado de Cox *et al.*, 1995).



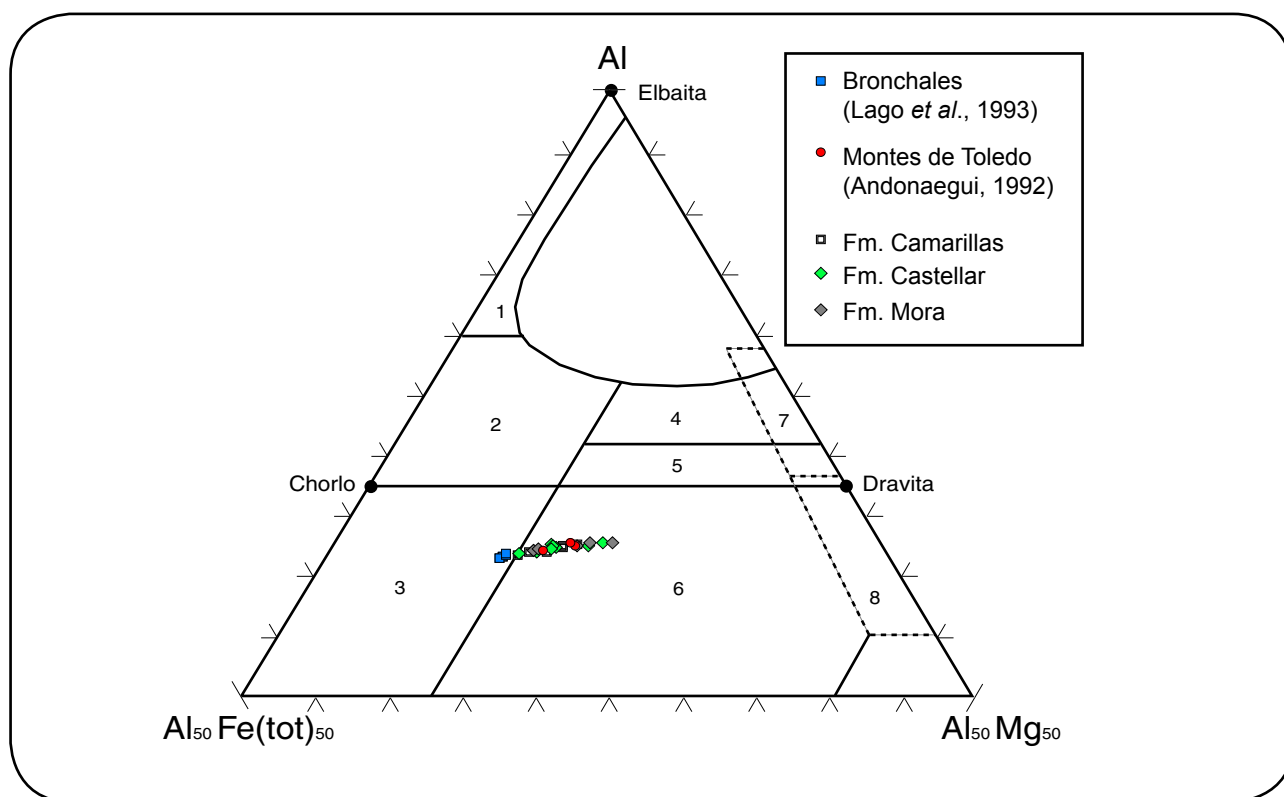
**Figura 13.4.24.** Valores de la relación  $K_2O/Al_2O_3$  para feldespatos-K y minerales de la arcilla. Las cruces representan valores individuales para un determinado mineral (tomado de Cox *et al.*, 1995).

#### 13.4.5.- Análisis químico en fases minerales: Turmalinas

El análisis químico mediante microsonda de fases minerales detríticas es una herramienta útil para la verificación de las observaciones ópticas realizadas y para proporcionar información de las variaciones químicas en una especie mineral específica. Este último aspecto es muy importante debido a que la variabilidad de las fases minerales puede ser usada para diferenciar y enfatizar la discriminación entre diferentes rocas fuentes y obtener información más específica para constreñir la petrología de las rocas del área fuente (Morton, 1991; von Eynatten y Gaupp, 1999). En concreto, la turmalina es un mineral adecuado para la discriminación de áreas ya que muestra un amplio rango en su composición química. Así, las turmalinas con altas concentraciones de Al, Fe y Li son típicas de granitos y pegmatitas, mientras que aquellas con concentraciones más altas de Mg son comunes

de metasedimentos y rocas metasomáticas (von Eynatten *et al.*, 1999).

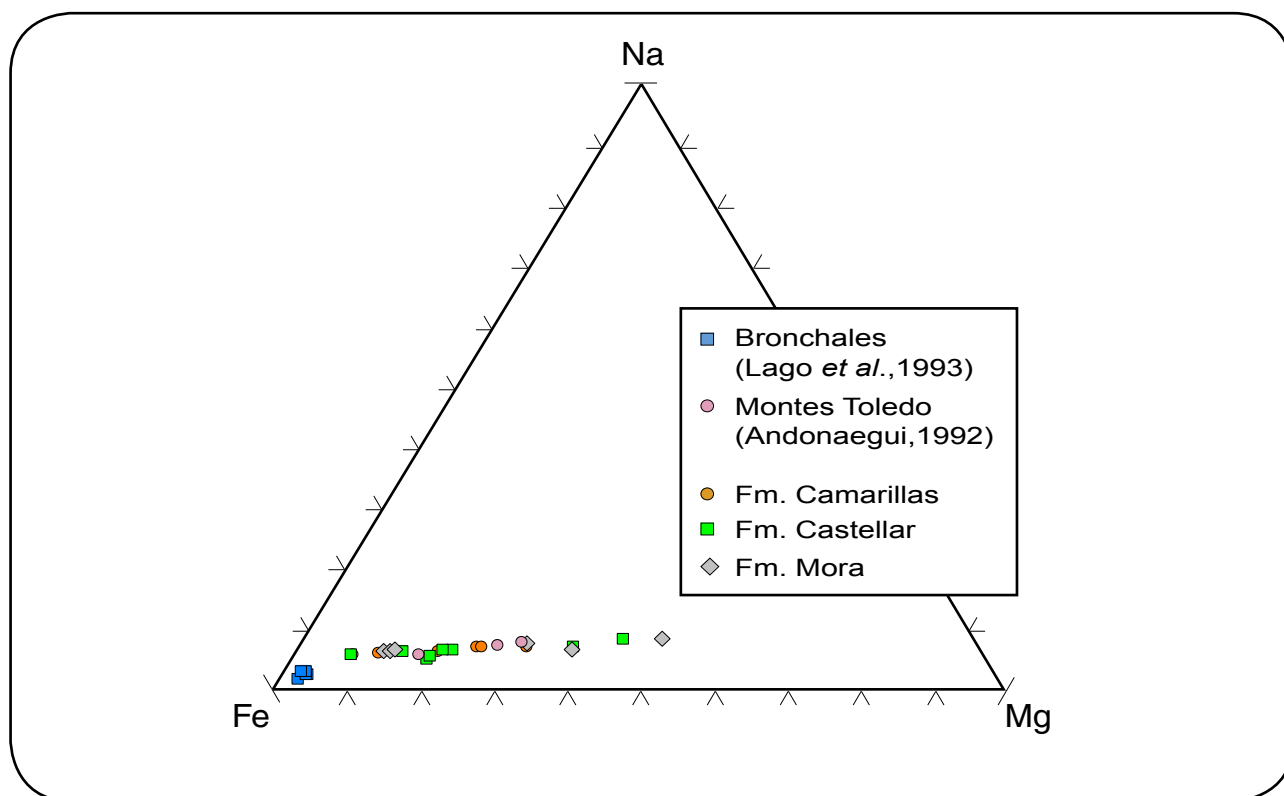
El diagrama triangular (Al-Fe)-Al-(Al-Mg) de Henry y Guidotti (1985) permite relacionar composiciones de turmalina con diferentes tipos de rocas. Las turmalinas analizadas en las areniscas del Cretácico inferior se proyectan en el campo de las “rocas cuarcíferas con turmalina rica en Fe, rocas calco-silicatadas y metapelitas” (campo 6 de la Fig. 13.4.25). En este mismo campo y con composiciones equivalentes se proyectan también las turmalinas de las rocas graníticas de los Montes de Toledo (Andonaegui, 1992). En cambio, las turmalinas presentes en rocas volcánicas riolíticas calco-alcalinas (Bronchales, Teruel; Lago *et al.*, 1993) se sitúan en el campo de la “rocas cuarcíferas con turmalina rica en Fe, procedente de granitos alterados hidrotermalmente” (campo 3 de la Fig. 13.4.25). Esta diferencia composicional, entre las turmalinas presentes en rocas volcánicas



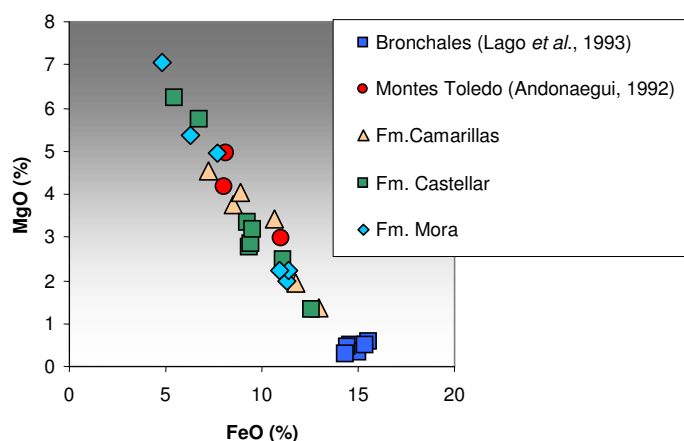
**Figura 13.4.25.** Diagrama triangular  $Al_{50}Fe(tot)_{50}$ -Al- $Al_{50}Mg_{50}$  (Henry y Guidotti, 1985) donde se comparan la composición de las turmalinas de las areniscas del Cretácico inferior con las de las rocas volcánicas calco-alcalinas del Pérmico (Bronchales) y con las turmalinas de los granitos de Montes de Toledo. Las turmalinas de las areniscas estudiadas y los granitos de Montes de Toledo coincidirían por su mayor contenido en Mg (dravita), diferenciándose de las de Bronchales por su contenido más bajo en Fe (chorlo).

y graníticas, se enfatiza si consideramos el contenido en Na frente al Fe y Mg (Fig 13.4.26). En este diagrama queda reflejado que las turmalinas presentes en las rocas volcánicas de Bronchales tienen una composición química caracterizada por el contenido en Fe más alto que las de las areniscas estudiadas y granitos de los Montes de Toledo, las cuales quedan dentro del mismo rango de valores.

Por lo tanto, las turmalinas que aparecen en las areniscas estudiadas no estarían relacionadas con una procedencia a partir de rocas volcánicas del tipo de las de Bronchales y, sin embargo, composicionalmente coinciden con las turmalinas presentes en rocas granítico-gneísicas de los Montes de Toledo (Fig. 13.4.27).



**Figura 13.4.26.** Diagrama triangular Fe-Na-Mg para las turmalinas donde se observa claramente la diferencia en Fe entre las presentes en rocas volcánicas calco-alcalinas del Pérmico (Bronchales), respecto a las de las areniscas estudiadas y los granitos de los Montes de Toledo.



**Figura 13.4.27.** Diagrama binario de FeO frente a MgO para las turmalinas analizadas donde se observa la diferencia en estos elementos entre las presentes en las rocas volcánicas calco-alcalinas del Pármico (Bronchales) con un mayor contenido en Fe y menor en Mg, respecto a las de las areniscas estudiadas y los granitos de los Montes de Toledo.

#### 13.4.6.- Mineralogía de lutitas (DRX)

Aunque el mayor componente de las lutitas intercaladas entre las areniscas de las tres formaciones es la illita, la presencia de una cantidad significativa de clorita, en la **Fm. Mora** y con tendencia a disminuir hacia techo (**Fm. Camarillas**), es consistente con una procedencia a partir de rocas metamórficas, como podría ser la Zona Astur-occidental Leonesa (cfr. Arribas *et al.*, 2003). Sin embargo, en el caso de la **Fm. Castellar**, también se podría considerar que debido a su ambiente de sedimentación lacustre con aguas salinas, donde en ocasiones precipitaron evaporitas (Soria *et al.*, 2001), la clorita podría estar relacionada con la alteración de los feldespatos (Morad y AlDahan, 1987).

#### 13.5.- Interpretación de la procedencia dentro del contexto de la Cuenca del Maestrazgo

En función de los diagramas triangulares de Dickinson (1985) *restaurados*, el marco tectónico de las areniscas estudiadas del Cretácico inferior se correspondería con un ambiente de mezcla de bloques continentales y de orógenos reciclados. De esta forma, la interpretación de la procedencia,

basándose en los diagramas propuestos por estos autores, sólo permite establecer a grandes rasgos las características del área fuente.

Por lo que se refiere a la procedencia que se deriva a partir de los elementos mayores, representados en los diagramas de Bhatia (1983) y Roser y Korsch (1986), los datos obtenidos localizan a las areniscas y lutitas estudiadas, próximas al campo de los márgenes pasivos, lo cual no concuerda con el ambiente geotectónico de *rifting*, en que se ha depositado estas rocas. Utilizando el diagrama de discriminación de Roser y Korsch (1988), se puede tener en cuenta que tanto areniscas como lutitas, proceden de una mezcla de áreas ígneas félsicas y de áreas sedimentarias cuarzosas. Para estos autores, la procedencia de áreas sedimentarias cuarzosas se relacionaría, tanto con márgenes continentales pasivos, como con cuencas sedimentarias intracratónicas e incluso con provincias orogénicas recicladas. Esta interpretación deberá ser tomada con precaución, si no se consideran otros datos petrográficos y químicos.

Teniendo en cuenta la integración de los datos petrográficos y químicos, podemos atribuir a

todos los sedimentos estudiados una procedencia a partir de rocas granítico-gneísicas, con influencia subordinada de áreas metamórficas de bajo grado, como sugiere: (1) la mayor proporción de cuarzo monocristalino respecto al policristalino, (2) el predominio de los colores de luminiscencia violetas sobre los marrones de los granos de cuarzo, (3) el contenido creciente en feldespato-K hacia el techo de la serie, (4) la mayor abundancia de fragmentos de roca plutónicos en la **Fm. Camarillas**, (5) la coincidencia con una trayectoria de meteorización a partir de rocas de tipo granítico (diagrama de Nesbitt y Young, 1982), (6) la pauta calco-alcalina del diagrama multielemental obtenida para todas las areniscas, (7) la similitud del contenido en REE entre las lutitas y el PAAS procedente de la alteración de rocas graníticas, (8) la comparación de la pauta calco-alcalina de las areniscas con la de los granitos del Sistema Central y los Montes de Toledo, y (9) la composición de las turmalinas en areniscas típicas de granitos.

El hecho de que los sedimentos de las diferentes formaciones estudiadas presenten una procedencia similar, implicaría que el área fuente no ha debido variar en su naturaleza a lo largo del tiempo (Cavalcante *et al.*, 2003). Sin embargo, hay que señalar que las areniscas de la **Fm. Mora** presentan ligeras diferencias petrográficas y químicas que pueden ser debidas al aporte de rocas metamórficas, metapelitas y pizarras del Paleozoico, las cuales tendrían una mayor participación como área fuente que los materiales granítico-gneísicos. Este hecho quedaría representado por: (1) la mayor presencia de granos de cuarzos con colores de luminiscencia marrones, (2) la baja abundancia en feldespatos, (3) la mayor proporción de fragmentos de roca metamórficos frente a los plutónicos, (4) los mayores contenidos en elementos REE, comparables a los de las metapelitas de los Montes de Toledo y las pizarras del Paleozoico, y (5) la presencia significativa de minerales de arcilla como la clorita.

Por lo tanto, estas características composicionales son consistentes con una procedencia a partir de rocas de la corteza continental que se localizarían

en el Macizo Ibérico, concretamente los granitos-gneises del Sistema Central y Montes de Toledo, incluyendo las metapelitas y rocas metamórficas, además de la mezcla con aportes procedentes de las pizarras y areniscas del Paleozoico de la Cordillera Ibérica.

En síntesis, la evolución de las areniscas del Cretácico inferior dentro del contexto geológico de la Cuenca del Maestrazgo ha sido:

La sedimentación de las facies Weald se inicia con el depósito de la **Fm. Mora** en la *subcuenca de Penyagolosa* que para el Berriasiense-Valanginiense está basculada hacia el S-SE, según una fractura de dirección NO-SE (Rubio, 1997). Estos sedimentos corresponden a los primeros momentos de basculamiento y ocupan una extensión geográfica pequeña (Rubio, 1997), quedando representados sólo en una de las tres subcuencas estudiadas (*Penyagolosa*). De esta forma, las diferencias tanto petrográficas como geoquímicas que se han observado, sugieren una procedencia a partir de un área relativamente próxima, con el aporte de rocas metamórficas, metapelitas y pizarras del Paleozoico presentes en la Cordillera Ibérica.

Posteriormente, la sedimentación de la **Fm. Castellar** se caracteriza por dos partes bien diferenciadas: una inferior siliciclástica y otra superior carbonática. Este hecho ha sido interpretado como debido a un cambio paleogeográfico y estructural importante que afectó a las subcuencas. El primer estadio estaría caracterizado por la actuación independiente de fallas y en el segundo estadio, todo el sistema de fallas funcionaría simultáneamente, hundiendo todo el área de sedimentación de la *subcuenca de Galve* (Soria *et al.*, 2001). A continuación, esta etapa de funcionamiento conjunto de las estructuras, evoluciona ampliándose hacia el N-NO (Barremiense). Paulatinamente van apareciendo nuevas estructuras hacia el Norte y, de este modo, el área de sedimentación va ampliándose también en este mismo sentido (Soria, 1997). La generación de nuevas estructuras hacia el N-NO, a partir del Barremiense, coincide con el inicio la sedimentación de las



areniscas de la **Fm. Camarillas** y con un periodo de erosión generalizado para el Sistema Central. Estos datos se basan en el análisis de huellas de fisión en apatitos (Bruijne y Andriessen, 2000). Según estos autores, se puede definir un evento de enfriamiento acelerado durante el Mesozoico, hacia  $120 \pm 20$  Ma. Este evento se correspondería con una primera etapa de levantamiento y erosión del Sistema Central, relacionándose con el etapa tectónica Neokimérica del Jurásico superior-Cretácico inferior (Fig. 13.5.1). De esta forma, basándose en modelos de levantamiento y considerando un gradiente de enfriamiento de  $20^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , se habrían erosionado hasta 3000 m de cobertera sedimentaria del Triásico Superior y/o Jurásico, por lo que al final del Cretácico el Sistema Central estaría muy próximo al nivel del mar y quedaría ocupado por ambientes lacustres (Bruijne y Andriessen, 2000).

Sin embargo, la mayor participación de áreas plutónicas durante el depósito de las areniscas de la **Fm. Camarillas** no implica la desaparición de áreas fuentes metamórficas, a partir de las pizarras del Paleozoico, ya que las áreas graníticas producen más fragmentos detríticos de tamaño arena que las de tipo metamórfico y, de esta forma, la mezcla de productos de ambas áreas fuentes produciría una considerable dilución de los aportes de rocas metamórficas de bajo y medio grado (Palomares y Arribas, 1993).

Finalmente, la sedimentación de la **Fm. Camarillas** concluye con el cese de actividad de la falla de Alcalá, lo que coincide también con el desplazamiento de la deformación hacia el centro de la cuenca. Esto implica, a partir de este momento, el funcionamiento conjunto de todas las subcuencas del área de estudio y el depósito de las calizas y margas de la **Fm. Artoles**, con facies más proximales hacia el N-NO y más distales, hacia las zonas centrales de la cuenca del Maestrazgo (Rubio, 1997).

EÓN ERA SISTEMA				SERIE	PISO	Unidades estudiadas	Levantamiento	Referencia
FANEROZOICO	CENOZOICO	IVº	HOLOCENO		(Actual)			
					PLEISTOCENO			
		NEÓGENO	PLIOCENO		CALABRIENSE			
					PLACENZIENSE			
					ZANCLAYENSE			
					MESSINIENSE			
					TORTONIENSE			
					SERRAVALLIENSE			
					LANGHIENSE			
					BURDIGALIENSE			
					AQUITANIENSE			
		PALEÓGENO	OLIGOCENO		CHATTIENSE			
					RUPELIENSE			
					PRIABONIENSE			
					BARTONIENSE			
			EOCENO		LUTECIENSE			
					YPRESIENSE			
			PALEOCENO		THANETIENSE			
					DANIENSE			
	CRETÁCICO	SUPERIOR	SENONIENSE		MAASTRICHTIENSE	D5		
					CAMPANIENSE			
					SANTONIENSE			
					CONIACIENSE			
					TURONIENSE			
					CENOMANIENSE	D4		Bruijne y Andriessen (2000)
					ALBIENSE			
					APTIENSE			
		INFERIOR	NEOCOMIENSE		BARREMIENSE	Fm. ARTOLES		
					HAUTERVIENSE	Fm. CAMARILLAS		
					VALANGINIENSE	Fm. CASTELLAR		
					BERRIASIENSE	Fm. MORA		
	JURÁSICO	Superior	MALM		TITÓNICO	Fm. BOVALAR		
					KIMMERIDGIENSE			
					OXFORDIENSE			
					CALLOVIENSE			
		Medio	DOGGER		BATHONIENSE			
					BAJOCIENSE			
					AALeniENSE			
					TOARCIENSE			
	TRIÁSICO	Inferior	LÍAS		PLIENSBACHIENSE			
					SINEMURIENSE			
					HETTANGIENSE			
					RETIENSE			
		SUPERIOR			NORIENSE			
					CARNIENSE			
					LADINIENSE			
					ANISIENSE			
		MEDIO			SCYTIENSE			

**Figura 13.5.1.** Columna estratigráfica donde se han señalado las formaciones estudiadas y las etapas de levantamiento y erosión del Sistema Central basadas en el análisis de huellas de fisión en apatitos, según Bruijne y Andriessen (2000).

## 14.- Matriz diagenética y cementos arcillosos

En este capítulo se estudiará la fracción arcillosa presente en las areniscas estudiadas y que principalmente se puede agrupar en matriz diagenética (epimatriz y pseudomatiz) y cementos de filosilicatos.

La matriz diagenética se define como la fracción fina ( $<30\mu\text{m}$ ), rica en material intersticial de filosilicatos, creada o introducida después del depósito del material detrítico original. Este término incluye la pseudomatriz, producida por la deformación mecánica de granos detríticos del esqueleto después del depósito, pudiendo llegar a invadir el espacio de los poros (Dickinson, 1970).

Los cementos de filosilicatos se diferencian de la matriz secundaria en que estos han precipitado en los poros a partir de fluidos percolantes (Dickinson, 1970; Cox y Lowe, 1996).

### 14.1.- Estudio mediante microscopía óptica

En las areniscas de las formaciones **Mora** y **Castellar** son frecuentes las epimatrizes de clorita, caolín e illita debidas a la alteración de los feldespatos. Estos feldespatos a veces no llegan a estar completamente alterados y quedan restos, englobados dentro de una matriz arcillosa clorítica, con granos de cuarzo y minerales opacos procedente de fragmentos de roca que se han transformado en pseudomatriz (Fig. 14.1.1-A y B). En la **Fm. Mora** predomina la epimatriz de caolín, illita y clorita (media= 8,4%), sobre la pseudomatriz (media= 4,5%) y en la **Fm. Castellar** sucede lo contrario, predomina la pseudomatriz (media= 13,8%) sobre epimatriz (media= 6,5%) (Tabla 10.1 y 10.2).

En la **Fm. Camarillas**, las epimatrizes son principalmente de caolín (Fig. 14.1.2-A) y, en menor proporción, de illita (*subcuenca de Galve*, media= 2,6%; *subcuenca de Aliaga*, media= 0,6%; *subcuenca de Penyagolosa*, media= 3,7%). La pseudomatriz (sub. de Galve,

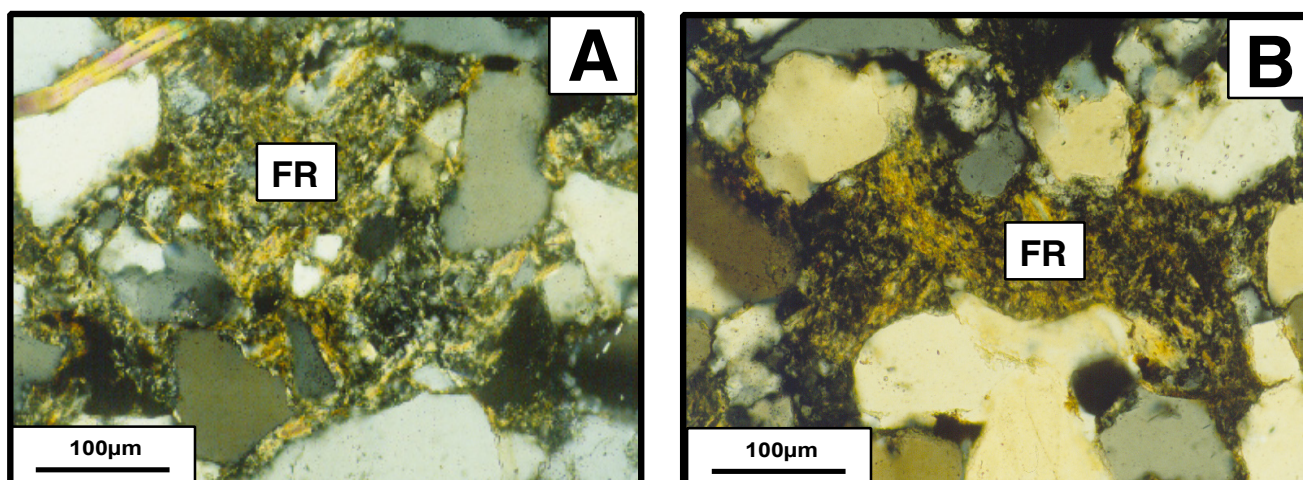


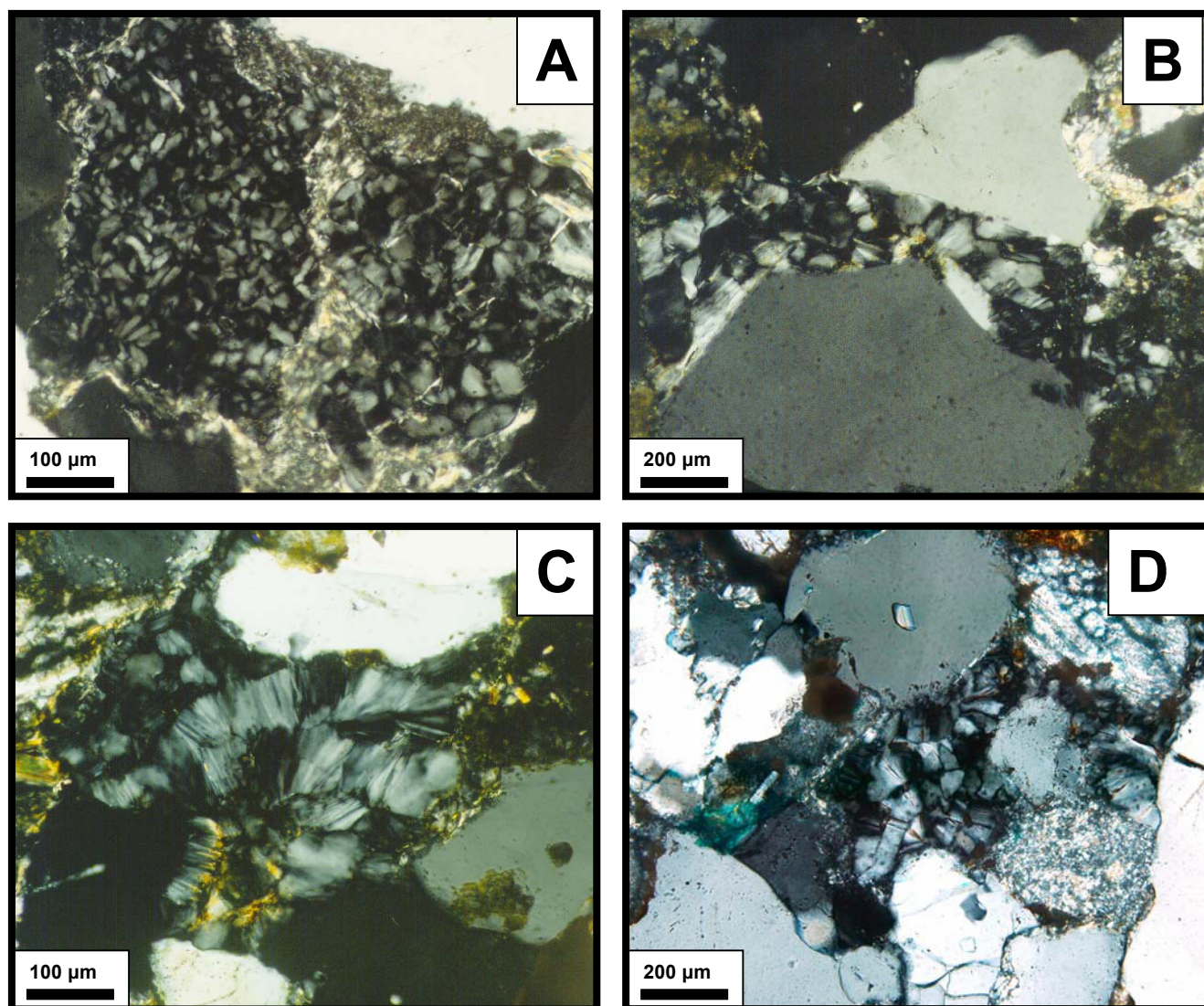
Figura 14.1.1. (A) y (B) Seudomatriz en las areniscas de la Fm. Castellar procedente de fragmentos de roca metamórficas.



media= 5,7%; *sub. de Aliaga*, media= 2,2%; *sub. de Penyalgosa*, media= 6,2%; Tablas 10.3, 10.4 y 10.5) procede de fragmentos de roca metamórficos y pizarras. El cemento de caolín es más abundante en la *subcuenca de Galve* (media= 4,1%) que en la de *Aliaga* (media= 2,4%) y *Penyalgosa* (media= 0,9%; Fig. 14.1.2-B). En algunos casos, donde no se observa claramente la morfología de un grano del esqueleto previo, es difícil distinguir entre cemento de caolín y epimatríz. Sin embargo, si el caolín presenta gran tamaño cristalino (corresponde al polimorfo

dickita; ver apartado siguiente) y rellena la porosidad existente, sin llegar a reemplazar a ningún grano del esqueleto (Fig. 14.1.2-C y D).

Hay que destacar que los feldespatos de las areniscas de la **Fm. Camarillas**, en el corte de Penyalgosa (corte n°8), presentan exclusivamente un reemplazamiento bastante extensivo por ilita, siendo la caolinita una fase ausente en estas areniscas.



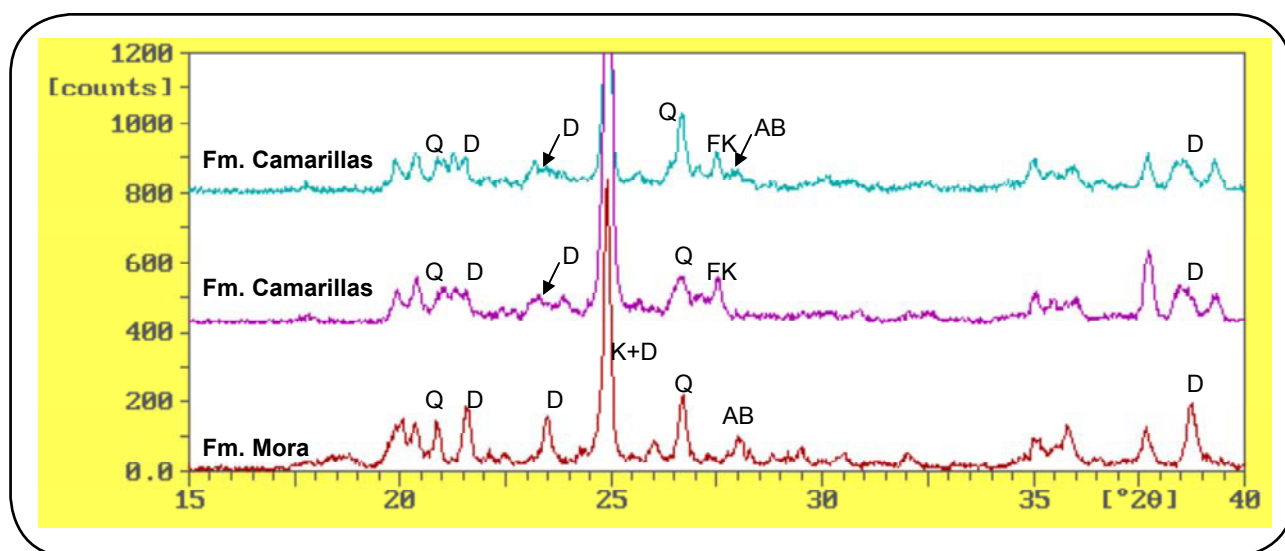
**Figura 14.1.2.** Aspectos al microscopio petrográfico de la matriz diagenética y cementos arcillosos de la Fm. Camarillas: (A) Epimatríz de caolín. Observar como algunas fibras de ilita marcan la exfoliación del grano feldespático previo; (B) Cemento de caolín relleno la porosidad entre dos granos de cuarzo; (C) y (D) Cemento de caolín, en este caso con una gran tamaño cristalino (dickita) relleno la porosidad secundaria de feldespatos parcialmente caolinitizados.

## 14.2.- Estudio mediante DRX y ATD

Los análisis mediante DRX de las muestras más ricas en matriz arcillosa pusieron de manifiesto que además del cuarzo, feldespato-K y plagioclasa aparecía generalmente caolín, clorita e illita. En las fracciones  $<20\mu\text{m}$  y  $<10\mu\text{m}$  se ha podido observar una mayor concentración de minerales de la arcilla, siendo el caolín el mineral dominante, en todas las fracciones de las formaciones **Mora** y **Camarillas** (Tabla 14.1 y Fig. 14.2.1). Este caolín se caracteriza por una textura de placas hexagonales bien formadas, euhedrales y un apilamiento de tipo libro o vermicular. En la **Fm. Camarillas**, además, aparece illita en proporciones subordinadas (fracciones  $<20\mu\text{m}$  y  $<10\mu\text{m}$ ). En cuanto a la

**Fm. Castellar** es frecuente la presencia de clorita, siendo el caolín más escaso y estando asociado, tanto con la clorita, como con illita, en cantidades subordinadas.

En los difractogramas realizados sobre varias muestras de las formaciones **Mora**, **Castellar** y **Camarillas**, junto con la caolinita, fue confirmado el politipo dickita mediante los picos diagnósticos citados por Ehrenberg *et al.* (1993), ver figuras 14.2.1 y 14.2.2. Este politipo se caracteriza por presentar un mayor tamaño cristalino por el apilamiento o la unión de las láminas que forman los vermiculos (Marfil *et al.*, 2003; Fig. 14.1.2-B, C y D).

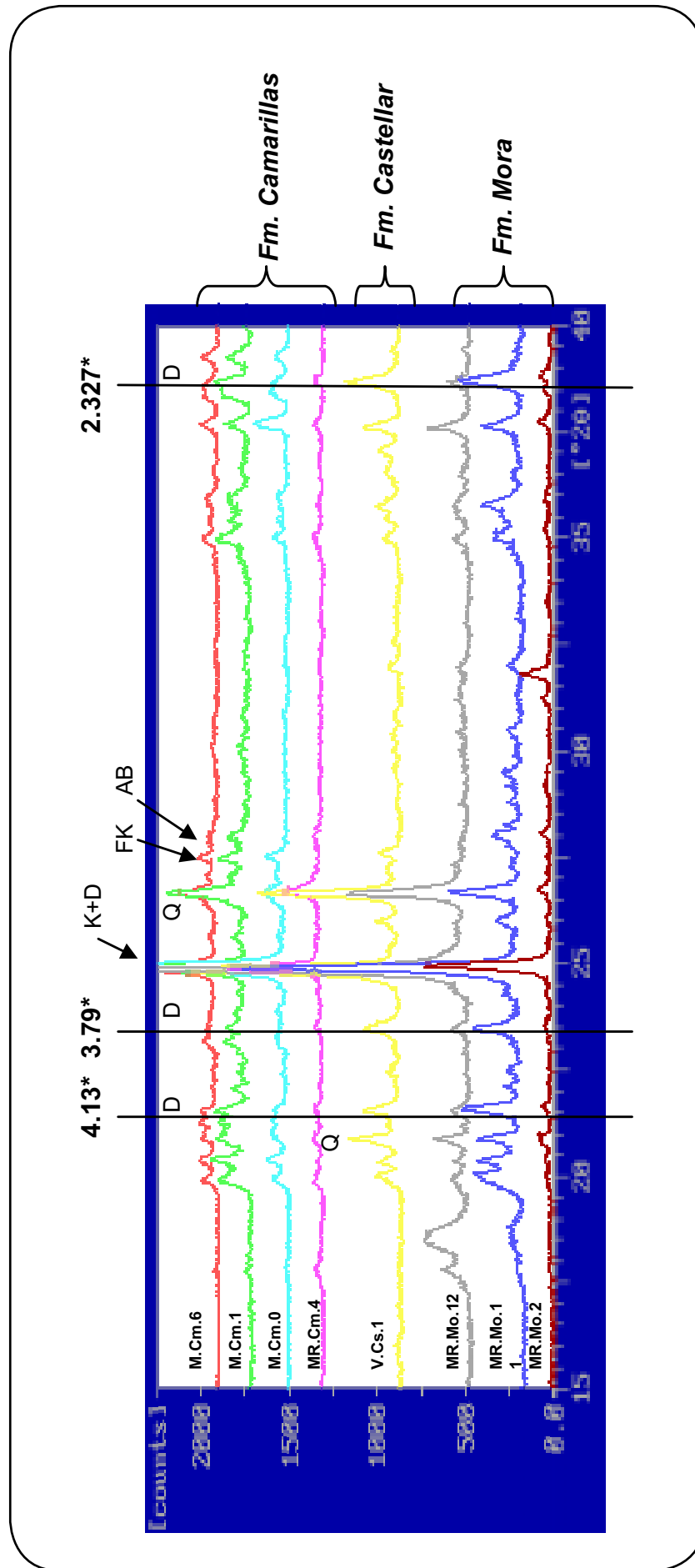


**Figura 14.2.1.** Diagrama de DRX para las fracciones  $<20$  micras de la fracción arcillosa de las areniscas de las formaciones Mora y Camarillas, mostrando la zona entre 15 y  $40^\circ$ , donde se detectan los picos de la dickita. Q: Cuarzo; D: Dickita; K: Caolinita; FK: Feldespato-K; AB: Albita.



**Tabla 14.1.** Análisis semicuantitativos a partir de la difracción de rayos-X (DRX) para las fracciones <20, <10 y <4 micras de las areniscas de las distintas formaciones.

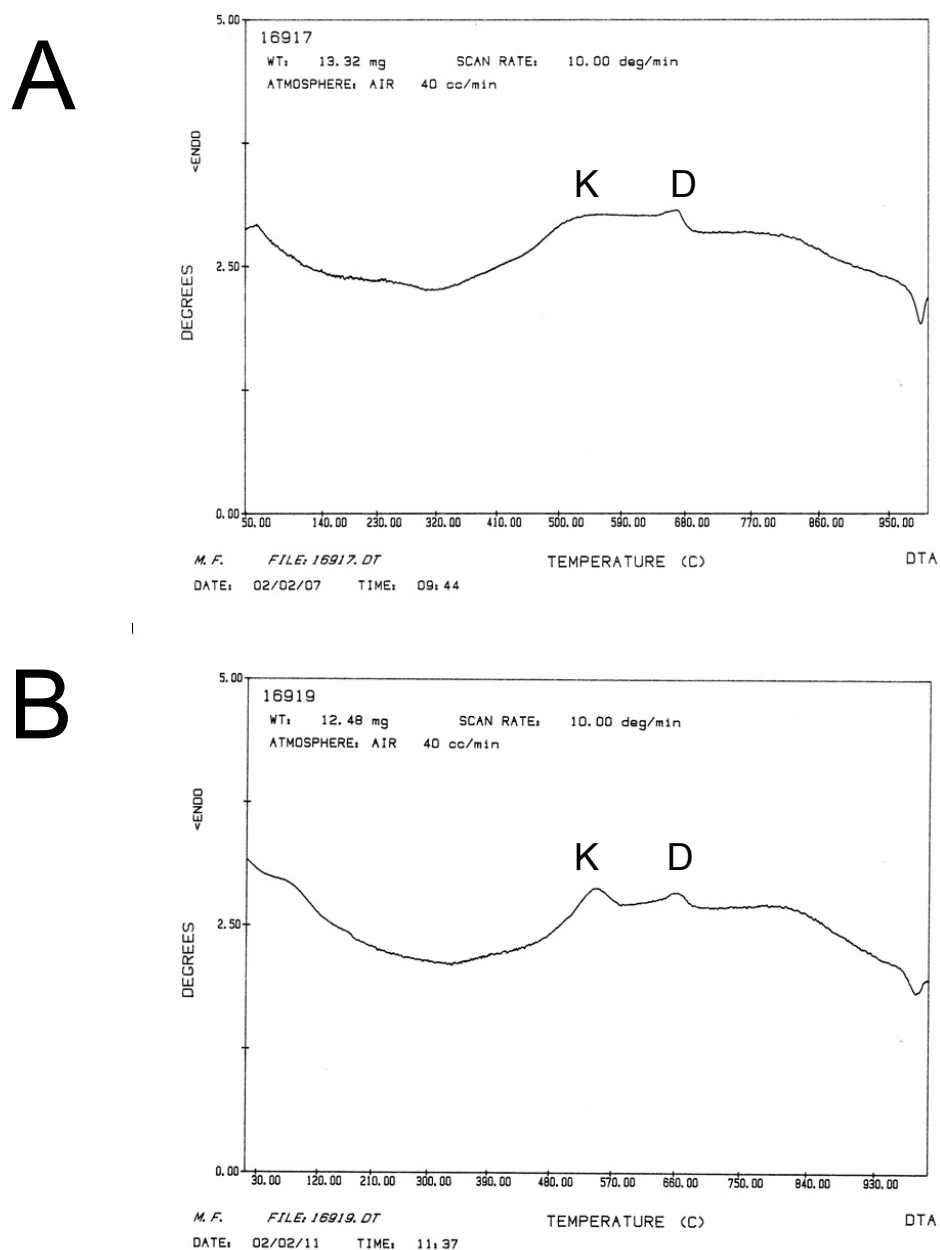
Subsecuencia	Formación	Muestra	Tipo textural	tamaño	%Filosilicatos			%Filosilicatos			%Q	%Feld K	%Plag	%Cal	%Dol	%Sid	Otros
					%Kaol	%Illita	%Clorita	%Kaol	%Illita	%Clorita							
Alaiga	Camarillas	AB.Cm.5	Cemento>Epimatriz	<20	57.8	55.1	2.7	-	-	-	30.2	7.8	-	2.0	2.2	-	-
			Cemento>Epimatriz	<10	72.5	67.6	4.9	-	-	-	12.4	9.5	-	-	5.6	-	-
			Cemento>Epimatriz	<4	68.3	62.1	6.2	-	-	-	20.5	7.1	-	-	4.1	-	Barrita
Alaiga	Camarillas	AB.Cm.3	Epimatriz>Cemento	<20	69.0	65.3	3.7	-	-	-	13.9	11.7	1.6	-	3.7	-	-
			Epimatriz>Cemento	<10	58.7	44.8	13.9	-	-	-	12.6	10.1	-	14.0	4.5	-	-
			Epimatriz>Cemento	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Galve	Camarillas	M.Cm.12	Cemento	<20	69.3	64.3	4.0	0.9	-	-	14.0	12.7	-	-	4.0	-	-
			Cemento	<10	61.2	55.6	5.6	-	-	-	12.6	15.9	-	-	4.9	5.4	-
			Cemento	<4	49.1	43.7	5.4	-	-	-	13.8	16.2	-	6.0	7.9	7.1	-
Galve	Camarillas	M.Cm.9	Cemento (dickita)	<20	57.4	54.6	2.8	-	-	-	16.4	10.9	11.2	-	4.1	-	-
			Cemento (dickita)	<10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
			Cemento (dickita)	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Galve	Camarillas	M.Cm.6	Cemento (dickita)	<20	61.1	56.7	4.4	-	-	-	15.0	16.5	-	-	3.7	3.7	Barrita+Anhidrita
			Cemento (dickita)	<10	75.9	72.4	3.5	-	-	-	12.0	4.5	-	-	3.2	4.4	-
			Cemento (dickita)	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Galve	Camarillas	M.Cm.1	Cemento (dickita)	<20	62.2	58.8	3.4	-	-	-	18.2	10.6	-	-	2.7	6.4	-
			Cemento (dickita)	<10	58.2	53.8	4.4	-	-	-	14.4	18.5	-	-	2.2	6.7	Anth?
			Cemento (dickita)	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Galve	Camarillas	M.Cm.0	Cemento (dickita)>Epim	<20	62.4	60.8	1.7	-	-	-	16.5	13.3	-	-	3.8	3.9	-
			Cemento (dickita)>Epim	<10	70.2	67.2	3.0	-	-	-	9.4	13.2	-	3.1	4.1	-	-
			Cemento (dickita)>Epim	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Penyagolosa	Camarillas	MR.Cm.4	Cemento	<20	51.9	39.2	11.4	1.2	-	-	21.8	-	13.9	-	-	12.4	-
			Cemento + illita	<10	72.0	40.3	31.6	-	-	-	18.5	-	9.5	-	-	-	-
			Cemento + illita	<4	62.9	19.5	43.5	4.5	-	-	38.8	-	5.4	5.6	3.2	-	-
Penyagolosa	Camarillas	PN.Cm.10	Cemento + illita	<20	44.5	22.5	22.0	-	-	-	28.1	17.7	-	4.6	5.2	-	-
			Cemento + illita	<10	41.5	4.7	36.8	-	-	-	21.1	18.8	-	11.9	6.7	-	-
			Cemento + illita	<4	55.7	30.1	25.6	0.8	-	-	25.4	13.3	-	5.6	-	-	-
Penyagolosa	Camarillas	PN.Cm.10	Cemento + illita	<20	43.3	9.8	33.4	-	-	-	27.0	16.4	-	6.7	6.5	-	-
			Cemento + illita	<10	46.8	10.6	36.2	-	-	-	19.6	16.6	-	8.5	5.5	2.9	-
			Cemento + illita	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Penyagolosa	Castellar	V.Cs.1	Cemento	<20	47.0	34.1	12.9	-	-	-	34.2	7.8	-	2.7	-	8.3	Barrita
			Cemento	<10	70.2	64.6	5.6	-	-	-	25.2	-	-	-	-	4.6	Barrita
			Cemento	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Penyagolosa	Mora	MR.Mo.12	Cemento + epimatriz	<20	46.1	37.8	6.9	1.3	-	-	38.6	5.4	-	-	-	9.9	-
			Cemento + epimatriz	<10	73.9	52.5	18.1	3.3	-	-	22.6	-	3.6	-	-	-	-
			Cemento + epimatriz	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Penyagolosa	Mora	MR.Mo.11	Cemento + epimatriz	<20	67.1	61.7	2.1	3.2	-	-	13.2	-	5.9	5.2	-	8.6	-
			Cemento + epimatriz	<10	66.8	60.7	4.2	1.9	-	-	18.9	-	14.3	-	-	-	Barrita
			Cemento + epimatriz	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Penyagolosa	Mora	MR.Mo.10	Cemento + epimatriz	<20	49.1	45.3	3.8	-	-	-	29.7	-	8.2	9.6	-	3.4	-
			Cemento + epimatriz	<10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
			Cemento + epimatriz	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Penyagolosa	Mora	MR.Mo.7	Epimatriz?	<20	43.0	37.9	4.0	1.0	-	-	31.1	-	8.7	8.4	-	8.8	-
			Epimatriz?	<10	54.2	48.7	4.4	1.0	-	-	21.8	-	10.3	10.3	-	3.5	-
			Epimatriz?	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Penyagolosa	Mora	MR.Mo.2	Epimatriz>Cemento	<20	50.0	48.3	1.7	-	-	-	6.6	-	9.1	-	-	34.3	-
			Epimatriz>Cemento	<10	57.4	52.1	3.1	2.2	-	-	20.8	-	21.9	-	-	-	-
			Epimatriz>Cemento	<4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Penyagolosa	Mora	MR.Mo.2-3	---	<20	46.1	11.7	31.5	2.9	-	-	24.8	-	6.8	16.4	-	5.8	-
			---	<10	47.0	11.0	34.4	1.6	-	-	24.6	-	7.5	16.6	-	4.3	-
			---	<4	45.1	9.7	35.4	-	-	-	27.2	-	7.1	20.6	-	-	-



**Figura 14.2.2.** Diagrama de DRX para las fracciones <20 micras de la fracción arcillosa de las areniscas de las formaciones Mora, Castellar y Camarillas donde se han señalado los picos diagnóstico (\*) para la dickita según Ehrenberg *et al.* (1993). Q: Cuarzo; D: Dioctahedro; K: Caolinita; FK: Feldespato-K; AB: Albita.

Tanto la caolinita como la dickita, fueron confirmados mediante ATD, con la presencia de un pico endotérmico alrededor de 660-667,1°C (dickita) y otro en torno a 543-545°C para la caolinita (Mackenzie, 1966). En la Figura 14.2.3 parece que en la areniscas de la **Fm. Mora** analizadas predomina la caolinita frente al politipo dickita y en la **Fm. Camarillas** sucede lo contrario. Sin embargo, si observamos

la proporción relativa entre ambos politipos en estas y en otras muestras de las mismas formaciones (ver Fig. 14.2.2) se observa que no existe una pauta de distribución relacionada con la profundidad de las tres formaciones ya que la dickita está presente, tanto en **Mora**, como en **Camarillas** y en algunas muestras, domina sobre la caolinita.



**Figura 14.2.3.** Curvas de ATD para la fracción <20 micras de la matriz arcillosa de la Fm. Camarillas (A) y de la Fm. Mora (B). K: Caolinita; D: Dickita.

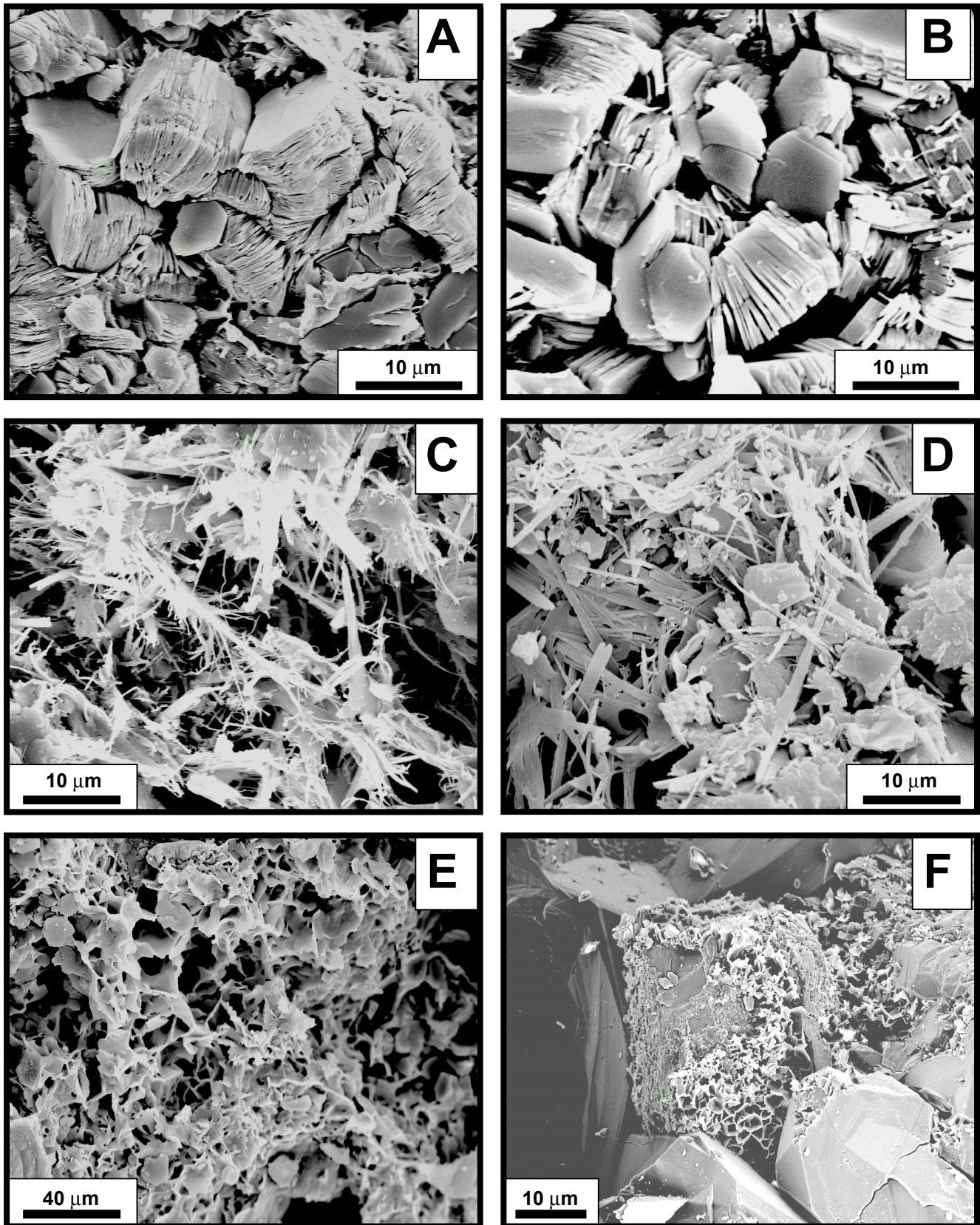
### 14.3.- Estudio al MEB

En la **Fm. Mora** los cementos de caolinita tienen una textura vermicular, en forma de libro o acordeón, (Fig. 14.3.1-A) y, en ocasiones, varias láminas se agrupan transformándose en cristales *blocky* de dickita de unos 3-4µm de espesor (Fig. 14.3.1-B). Estos cristales no muestran transformación a ilita. Los vermículos compuestos por láminas de caolín, en ocasiones están deformados por compactación mecánica. La ilita se muestra como fibras muy largas de hasta 20µm, reemplazando feldespatos y generando epimatrices (Fig. 14.3.1-C) y reduciendo la porosidad al formar una red muy tupida de unas fibras con otras (Fig. 14.3.1-D). También se ha observado al MEB la existencia de interestratificados ilita-esmectita (I-E) (Fig. 14.3.1-E), ocasionalmente como *coating*, precediendo al escaso cemento de cuarzo de estas areniscas (Fig. 14.3.1-F). Textualmente, las relaciones entre el cemento de caolinita y el de cuarzo no son evidentes, pareciendo en algunas ocasiones el caolín post-cemento de cuarzo, y en otras anterior.

En la **Fm. Castellar** se ha observado la presencia de *coatings* de clorita con textura en “panal de abeja”, precediendo al cemento de cuarzo (Fig.

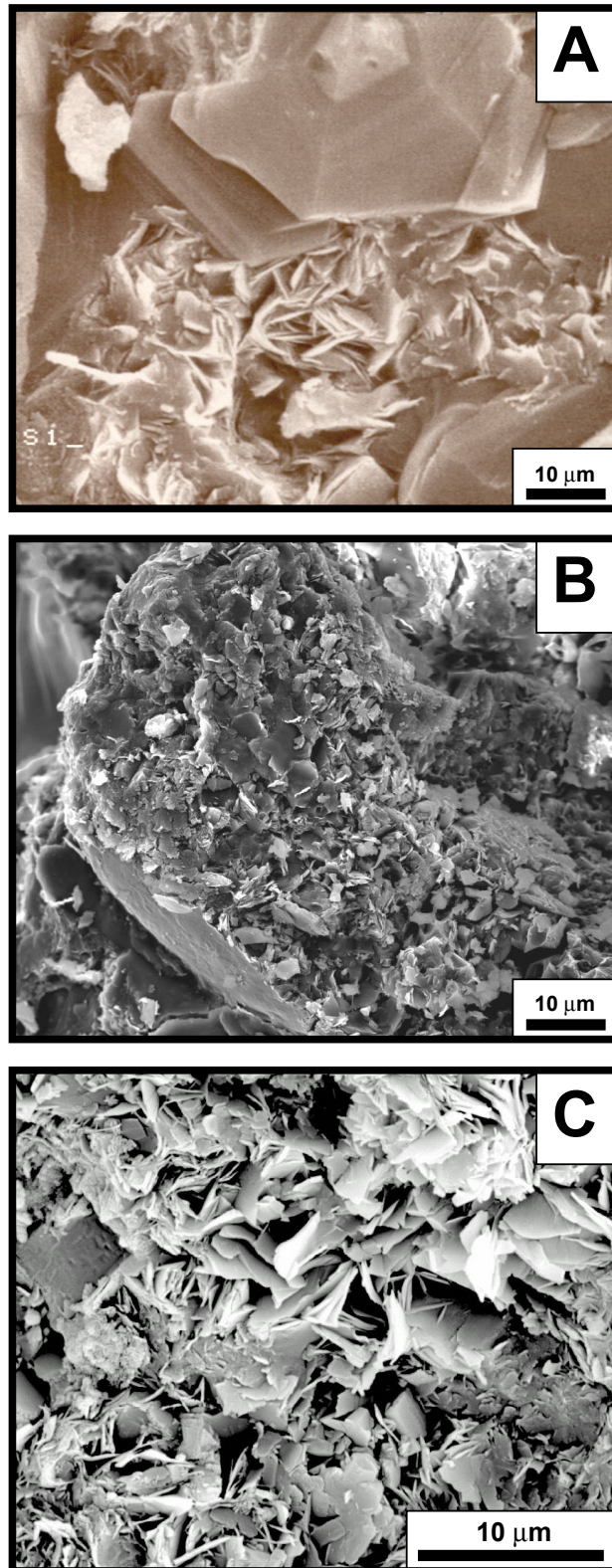
14.3.2-A). Además, los feldespatos pueden estar también reemplazados por clorita (Fig. 14.3.2-B y C). La presencia de cemento de caolín es muy escasa, pudiendo aparecer en alguna areniscas principalmente como el politipo dickita.

En la **Fm. Camarillas**, los cementos de caolinita-dickita con texturas vermiculares y *blocky* son muy abundantes y pueden ser, tanto anteriores o sincrónicos con el cemento de cuarzo, como posteriores (Fig. 14.3.3-A). Este cemento en ocasiones, puede estar asociado con micas “desflecadas” y no muestra transformación a ilita en la mayoría de las areniscas estudiadas (Fig. 14.3.3-B y C), sin embargo, en la *subcuenca de Penyagolosa* (corte nº8) puede presentar una considerable transformación a ilita (Tabla 14.1). Es común que varias láminas se agrupen transformándose en cristales *blocky* de 3-4µm de espesor (Fig. 14.3.3-D) que corresponderían al politipo dickita. La ilita fibrosa y los interestratificados ilita-esmectita son menos frecuentes y aparecen como *coatings* previos al cemento de cuarzo (Fig. 14.3.3-E y F) o, también, reemplazando a los feldespatos y generando epimatriz.

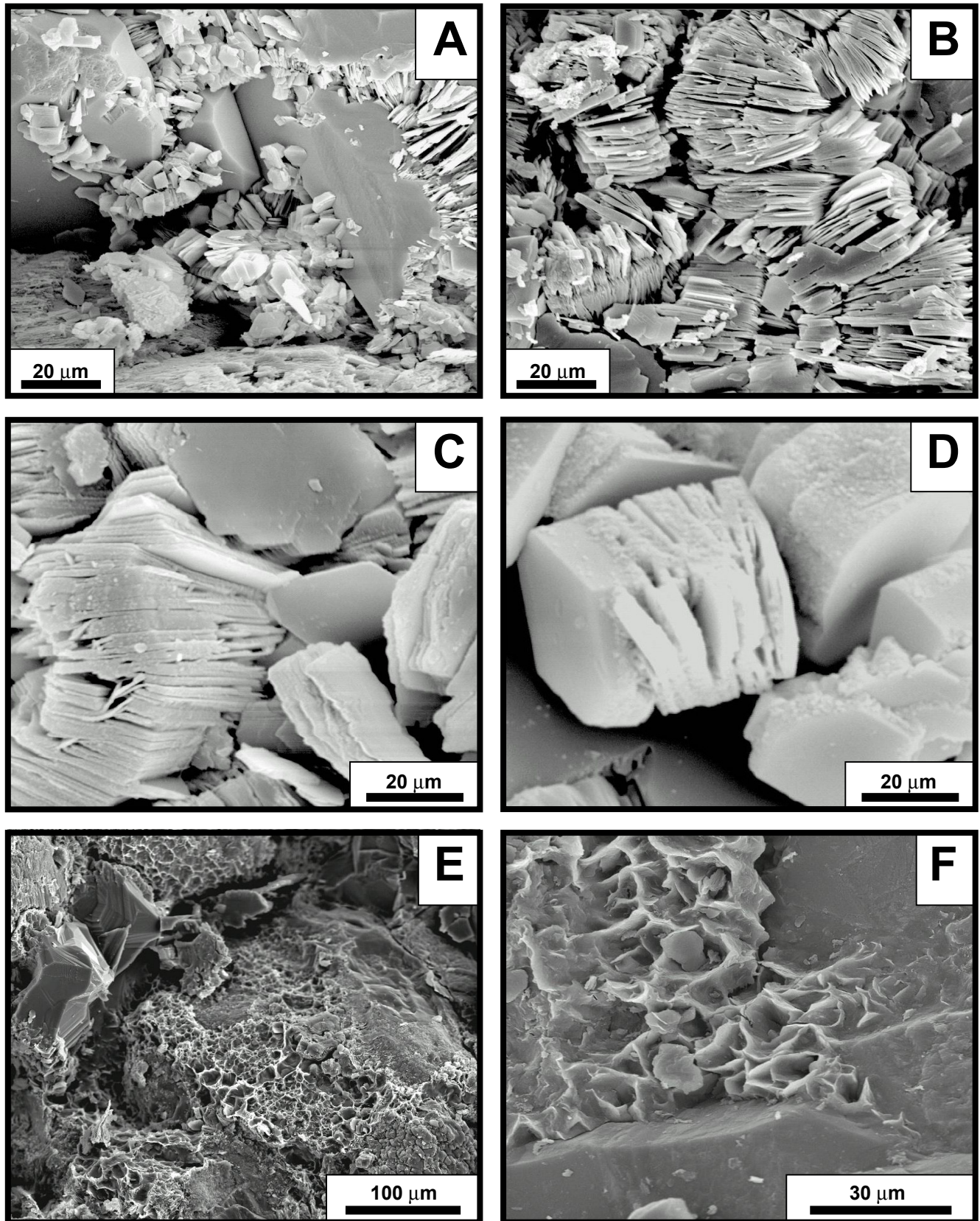


**Figura 14.3.1.** Fm. Mora: (A) Cemento de caolín constituido por láminas delgadas, dando una estructura en acordeón; (B) Cemento de caolinita-dickita. Observar los cristales *blocky* que se forman por la unión de láminas de caolinita; (C) Largas fibras de illita, de hasta 20µm; (D) Fibras de illita formando una tupida red, lo que hace disminuir la porosidad; (E) Interestratificados illita-esmectita; (F) Interestratificados illita-esmectita como *coating*, precediendo al cemento syntaxial de cuarzo.





**Figura 14.3.2.** Fm. Castellar: (A) *Coating* de clorita precediendo al cemento de cuarzo; (B) Feldespato reemplazado por clorita; (C) Detalle de la textura en “panal de abeja” de la clorita.



**Figura 14.3.3.** Fm. Camarillas: (A) Vermículos de caolinita englobados en el cemento de cuarzo y dickita con morfología blocky posteriores a este cemento; (B) Vermículos de caolinita en fase de transformación a dickita y deformados por compactación.; (C) En detalle se observa que el caolín no muestra transformación a illita; (D) Detalle de los grandes cristales de dickita con textura *blocky*; (E) *Coating* de interestratificados illita-esmectita; (F) Detalle del *coating* de I-E previo al cemento de cuarzo.

#### 14.4.- Datos isotópicos para el caolín

Entre todas las fracciones arcillosas extraídas de las areniscas, se han seleccionado aquellas que presentaban la mayor proporción relativa de caolín, para obtener el valor isotópico de  $\delta D$  (Tabla 14.2). Se observa que las fracciones analizadas no presentan grandes diferencias en el valor de  $\delta D$ , en función de que predomine la epimatriz sobre el cemento, o al contrario. Los valores obtenidos oscilan desde -60 hasta -53 ‰  $\delta D$  (V-SMOW). Sin embargo, el cemento

de caolín ilitizado tiene valores más negativos, desde -95 a -75 ‰  $\delta D$  (V-SMOW). Por lo tanto, se puede considerar que la transformación de caolín a ilita hace que el valor de  $\delta D$  sea más pesado, respecto al cemento de caolín sin ilita. También hay que tener en cuenta que la cantidad de cuarzo, y otros minerales silicatados, de las fracciones arcillosas analizadas (Tabla 14.2) pueden influir en el valor de  $\delta D$ , aunque la presencia de cuarzo, en concreto, influye más en la relación de  $\delta^{18}O$  (Marfil *et al.*, 2003).



**Tabla 14.2.** Valores isotópicos de  $\delta D$  y análisis semicuantitativos (a partir de DRX) para una selección de las fracciones analizadas con el mayor contenido en caolín (ver Tabla 14.1) de las areniscas de las distintas formaciones.

Subsecuencia		AL	AL	GA	GA	PG	PG	PG	PG
Fm.	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas	Camarillas
Nº Campo	AB.Cm.5	AB.Cm.3	M.Cm.12	M.Cm.6	MR.Cm.4	PN.Cm.10	V.Cs.1	MR.Mo.11	MR.Mo.2
Tamaño	<10	<20	<20	<10	<4	<10	<10	<10	<10
Tipo textural		cemento>epim	epim>cemento	cemento	cemento	cemento caolín ilicitizado	cemento caolín ilicitizado	cemento y epim	epim>ceme nto
%Filosilicatos	%Filosilicatos	72.5	69.0	79.4	62.9	41.5	70.2	66.8	57.4
	%Kaol	67.6	65.3	75.7	19.5	4.7	64.6	60.7	52.1
	%Ilita	4.9	3.7	3.7	38.8	36.8	5.6	4.2	3.1
	%Clorita	-	-	-	4.5	-	-	1.9	2.2
	%Q	12.4	13.9	12.5	22.9	21.1	25.2	18.9	20.8
	%Feld K	9.5	11.7	4.7	-	18.8	-	-	-
	%Plag	-	1.6	-	5.4	-	-	14.3	21.9
	%Cal	-	-	-	5.6	11,9*	-	-	-
	%Dol-Ank	5.6	3.7	3.3	3.2	6.7	4.6	-	-
	Otros			Barita+anhidrita			Barita		
δD ‰ (V-SMOW)	-53	-55	-54	-55	-94	-75	-60	-58	-57

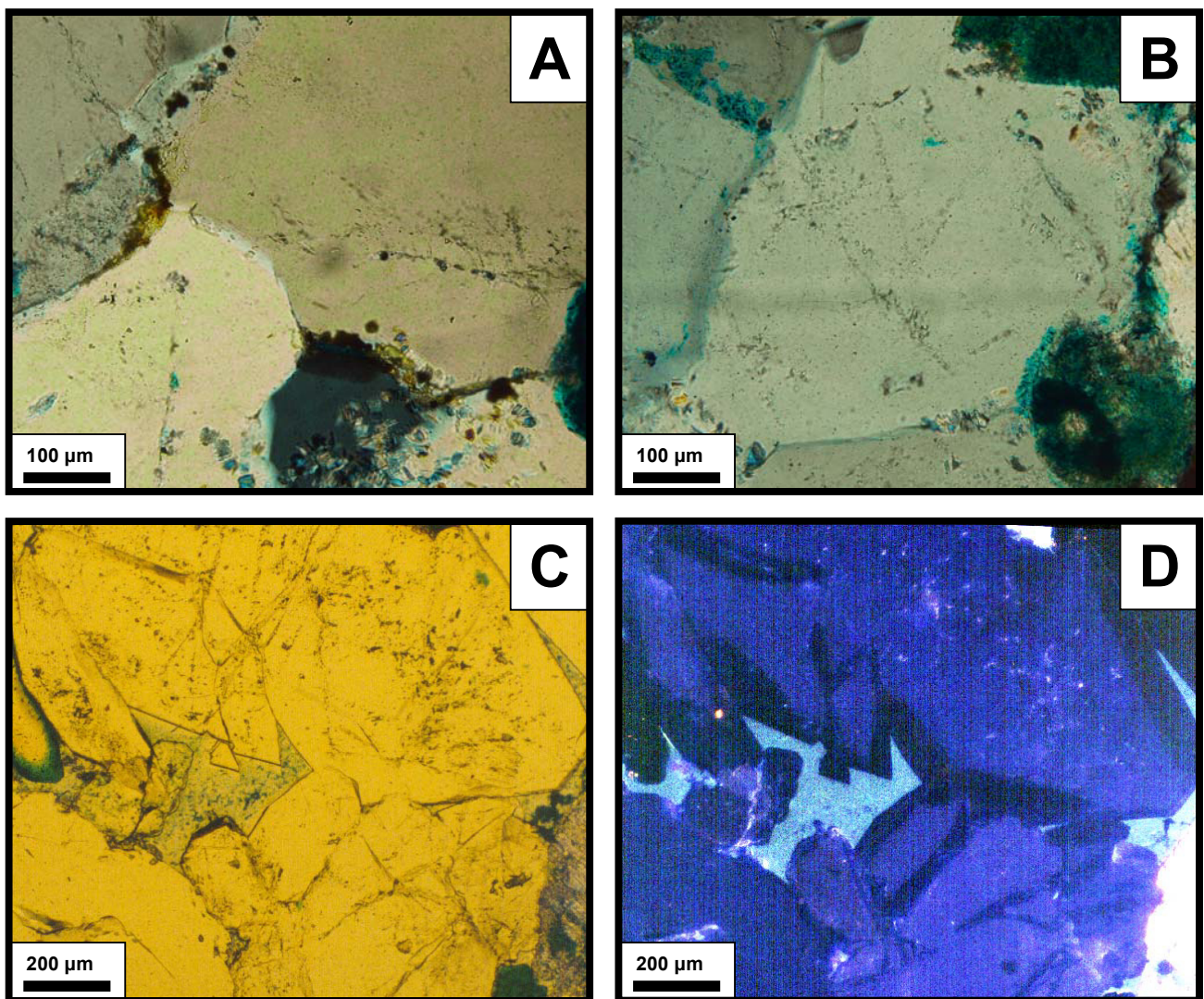
\*= Esta muestra fue atacada con ácido acético al 10% para eliminar los carbonatos, pero no se ha repetido los análisis DRX después del ataque.

## 15-Otros cementos

### 15.1.- Cemento de cuarzo

Este cemento aparece como sobrecrecimientos sintaxiales euhedrales alrededor de los granos de cuarzo detríticos (Fig. 15.1.1-A y B) y ocasionalmente reemplazando parcialmente a otros granos del esqueleto como los feldespatos. Mediante CL se observa que el cemento de cuarzo no muestra luminiscencia (Fig. 15.1.1-C y D). Está presente en casi todas las areniscas estudiadas, aunque su abundancia varía de unas muestras a

otras. En las areniscas de la **Fm. Mora** es menor de 5,8 % (media= 1,8%; Tabla 9.1). En la **Fm. Castellar** puede llegar hasta un 2,4% (media= 0,8%; Tabla 9.2), siendo las areniscas de esta formación las que presentan un menor contenido en cemento de cuarzo. En la **Fm. Camarillas**, no se encuentran diferencias significativas entre las distintas subcuencas, teniendo las areniscas de la *subcuenca de Galve* los valores máximos de



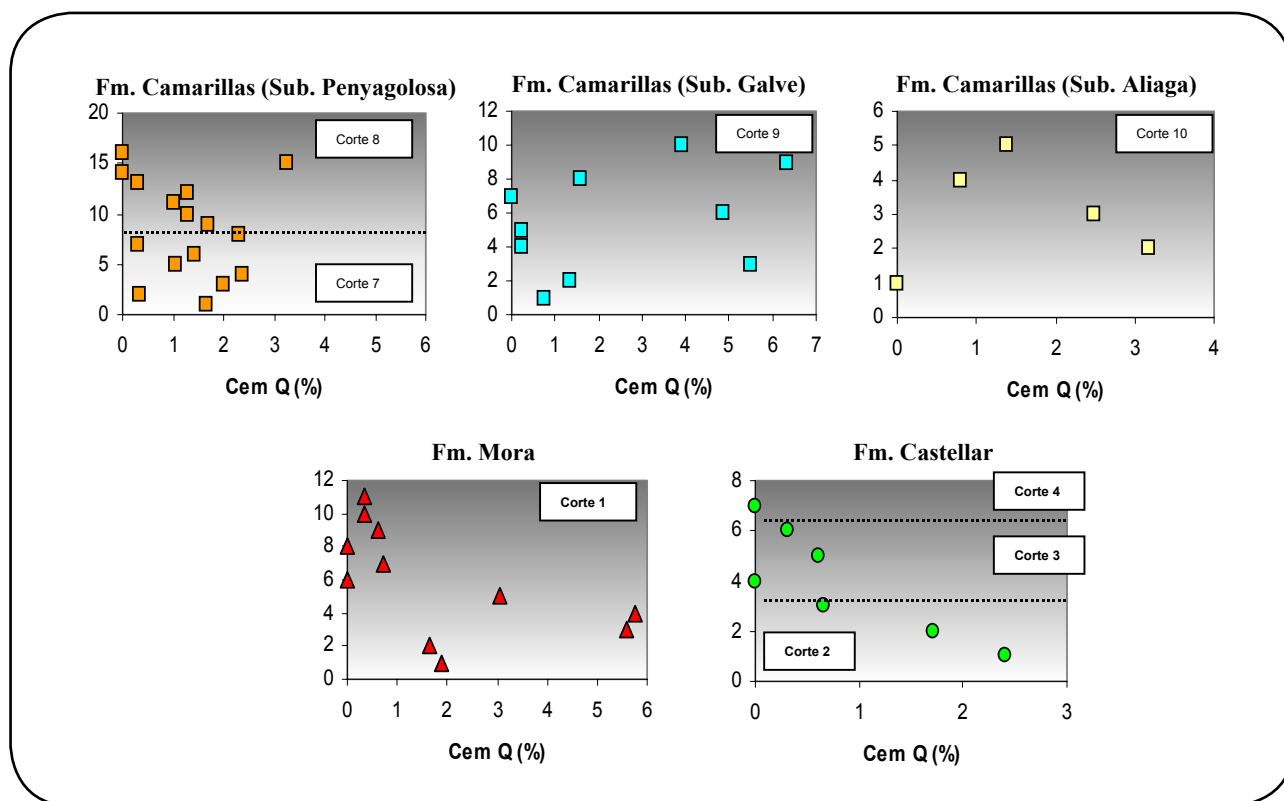
**Figura 15.1.1.** Características petrográficas de los cementos de cuarzo en las areniscas de la Fm. Camarillas. (A) y (B) Sobrecrecimientos sintaxiales alrededor de los cuarzos detríticos englobando vermiculos de caolín, (C) y (D) Ausencia de luminiscencia en el cemento de cuarzo.



cemento de cuarzo: *Galve* <6,3%, media= 2,5%; *Aliaga* <3,2%, media 1,6%; y *Penyagolosa* <3,3%, media= 1,3% (Tablas 9.3, 9.4 y 9.5).

En cuanto a la distribución de la cantidad de cemento de cuarzo con la profundidad para cada formación estudiada (Fig. 15.1.2), se observa que

en las formaciones **Mora** y **Castellar** el cemento tiende a disminuir hacia techo de ambas unidades. Esta misma tendencia también aparece en las areniscas de **Camarillas** en las *subcuencas de Aliaga, Galve y Penyagolosa*, aunque los valores se distribuyen de una forma más irregular entre las diferentes muestras.



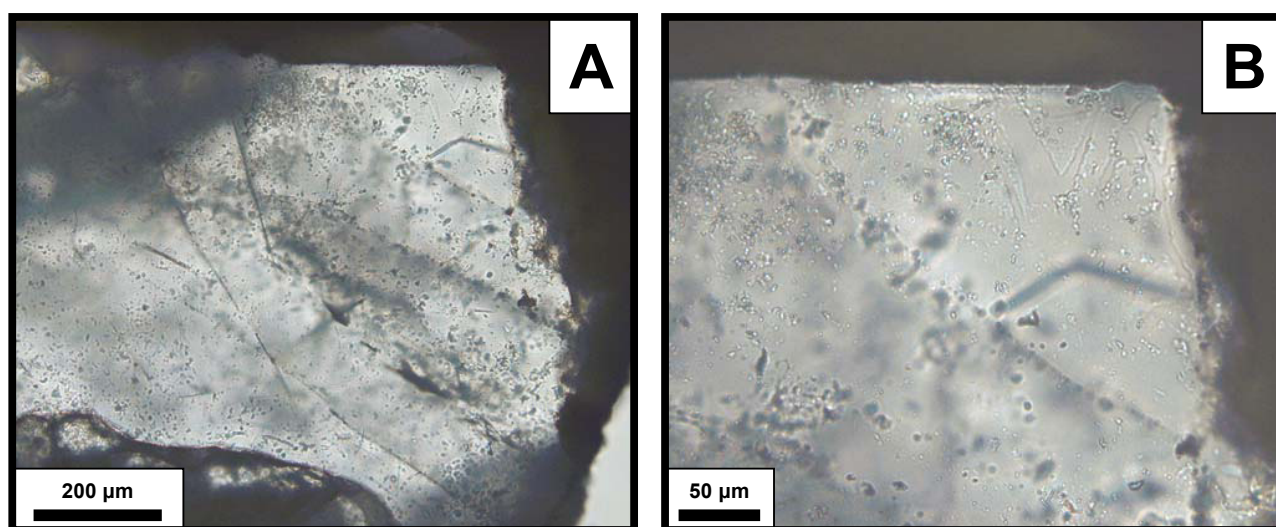
**Figura 15.1.2.** Diagramas que muestran la cantidad del cemento de cuarzo frente a la distribución de las muestras en la vertical dentro de cada formación y corte estudiados.

## 15.1.1.- Inclusiones fluidas

El estudio petrográfico de inclusiones fluidas en cemento de cuarzo de las areniscas de la **Fm. Camarillas** (en la *subcuenca de Penyagolosa*) ha puesto de manifiesto su escasa proporción y pequeño tamaño. Se trata de inclusiones acuosas (líquido + vapor; Lw; Tabla 15.1) que se presentan en poblaciones de varios individuos con tamaños homogéneos (<5-35µm) y morfologías subidiomorfás, pudiéndose identificar en algunas inclusiones morfologías de cristales negativos. El hecho de que las inclusiones aparezcan hospedadas en el cemento de cuarzo podría ser un criterio para asignarles un carácter primario (Fig. 15.1.3). Sin embargo, no se han encontrado otras evidencias que apoyen este dato, y además, algunas de las inclusiones están claramente asociadas a microfracturas. De esta forma, se les ha asignado un origen incierto. El porcentaje de fase vapor es homogéneo (10-20%) y, aunque las temperaturas eutécticas no han podido ser claramente determinadas, debido al pequeño tamaño de las inclusiones, están por debajo de -20°C. Aunque las temperaturas de fusión final del hielo oscilan entre -1,5 y -4,3°C, la mayoría de las inclusiones presentan unos valores entre -3,1 y -3,7°C. Estos datos definen una salinidad intermedia, con un rango entre 2,5 y 6,8 % en peso de NaCl, y un valor modal de 5 % (Fig. 15.1.4). Las temperaturas de homogeneización

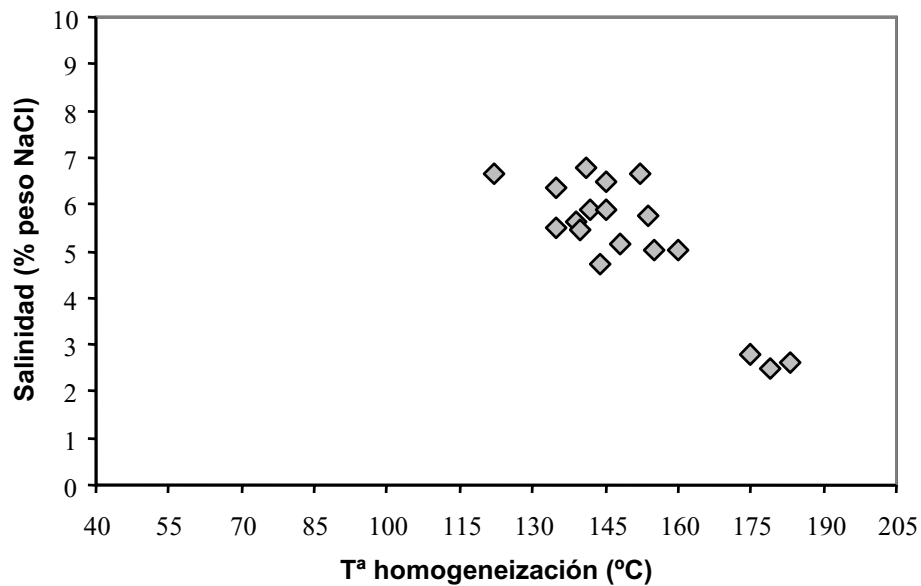
**Tabla 15.1.** Resumen del estudio petrográfico y de microtermometría en las inclusiones fluidas analizadas.

<b>Tipo de inclusiones</b>	Acuosas (Lw)
<b>Mineral hospedante</b>	Cuarzo
<b>Componentes</b>	H <sub>2</sub> O-NaCl
<b>Disposición</b>	Incierta
<b>Hábito a Tª ambiente</b>	Bifásicas
<b>% fase vapor</b>	8-20
<b>Tª eutéctica (°C)</b>	< -20°C
<b>Tª f. hielo (°C)</b>	-4.3 / -1.5 moda: -3.1
<b>Tª h. fase vapor (°C)</b>	122 / 183 moda: 145 (L)
<b>Salinidad total (% peso eq. NaCl)</b>	2.5 / 6.8 moda: 5
<b>Densidad (gr/cm<sup>3</sup>)</b>	0.91 / 0.99 moda: 0.97

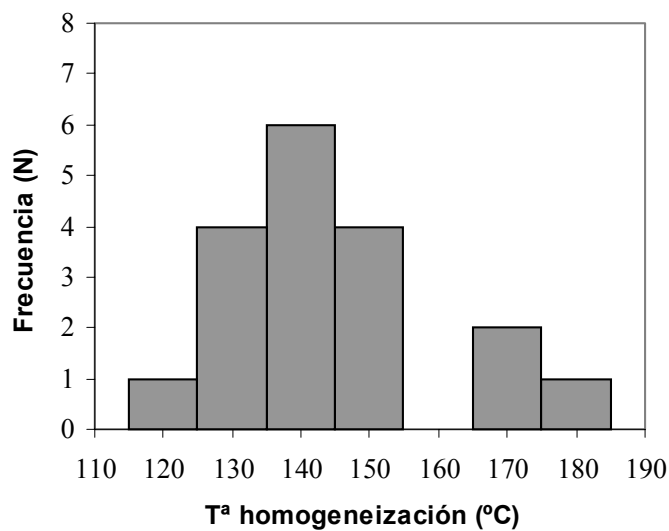


**Figura 15.1.3.** (A) Aspecto de uno de los cuarzos donde se ha realizado el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas. (B) Detalle del cemento de cuarzo, de la fotografía anterior, donde aparecen las inclusiones fluidas estudiadas.

presentan unos valores entre 122 y 183°C, con un valor modal de 145°C, aunque la mayoría de los datos se agrupan entre 122 y 160°C (Fig. 15.1.5).



**Figura 15.1.4.** Diagrama que representa la salinidad frente a la temperatura de homogeneización en el cemento de cuarzo de la Fm. Camarillas.



**Figura 15.1.5.** Histograma de las temperaturas de homogeneización en el cemento de cuarzo de la Fm. Camarillas..

## 15.2.- Cementos carbonáticos

### 15.2.1.- Cementos carbonáticos en las fracturas de las calizas del Jurásico superior

El estudio de los cementos carbonáticos en las calizas de la **Fm. Bovalar** tiene como objeto la comparación entre los cementos y los fluidos implicados, que han circulado fundamentalmente por fracturas, con los de las areniscas y calizas (facies *Weald*) del Cretácico inferior.

#### 15.2.1.1.- Fm. Bovalar

Se han identificado varios tipos texturales y composicionales de cementos/reemplazamientos carbonáticos mediante petrografía con cátodoluminiscencia en las estructuras descritas en el capítulo 9.

#### 1.- Cementos carbonáticos en los estilolitos abiertos (e2) y en las fracturas g1

Los estilolitos estratiformes abiertos (e2) están rellenos por cemento de calcita con texturas muy variadas y puede presentar una anchura de hasta 3 mm. Cuando está en contacto con la roca caja, los cristales se caracterizan por presentar caras curvas y un aspecto muy anubarrado, con inclusiones de óxidos de Fe que enfatizan texturas rómbicas (Fig. 15.2.1-A). Mediante CL se observa que estos cristales tienen una luminiscencia amarillo brillante (Fig. 15.2.1-B). Cuando el cemento ocupa la parte central del relleno del estilolito, los cristales son más grandes y alargados, incluso fibrosos (tamaño de micras), con alternancia de bandas claras y oscuras paralelas a los picos estilolíticos. Muestran ligera extinción ondulante y una luminiscencia naranja mate (Fig. 15.2.1-B). La composición química es  $(\text{Ca}_{0.986}\text{Mg}_{0.011}\text{Fe}_{0.003}\text{Mn}_0)\text{CO}_3$  (n= 46; Tabla 15.1). El contenido en Sr varía entre por debajo del nivel de detección y 837 ppm y el Ba entre por debajo del nivel de detección y 1048 ppm (Fig. 15.2.2).

Además, mediante el modo de electrones retrodispersados, en la microsonda electrónica, fue posible analizar pequeños parches aislados de dolomita. Estos aparecen dentro de los cristales

con textura rómbica y bordes curvos (en contacto con la roca caja) que presentan inclusiones de óxidos de Fe. Los análisis químicos de esta dolomita no han sido incluidos en ninguna tabla ya que no se pudo obtener un número representativo de datos.

#### 2.- Cementos carbonáticos en las fracturas g2 y en las fallas f2

Estas estructuras presentan rellenos de cementos carbonáticos de calcita y dolomita. Se han reconocido cuatro generaciones que se describirán según su orden de paragénesis (Tabla 15.1):

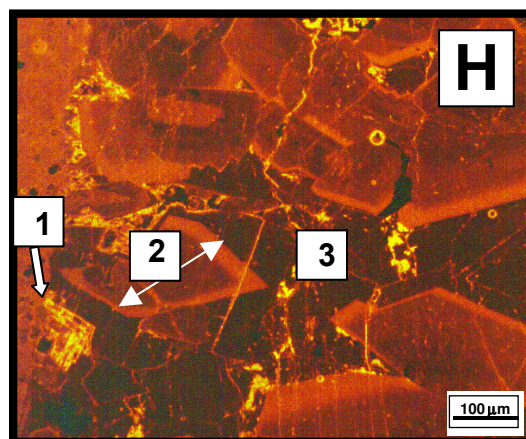
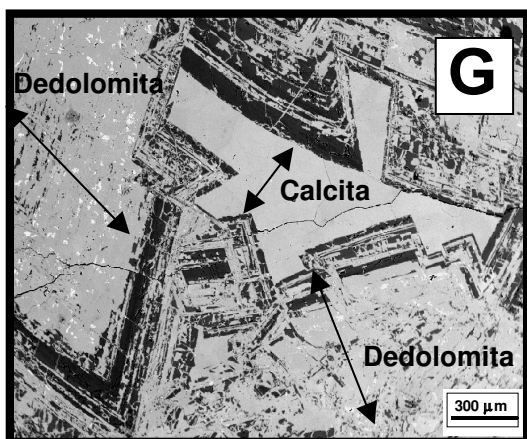
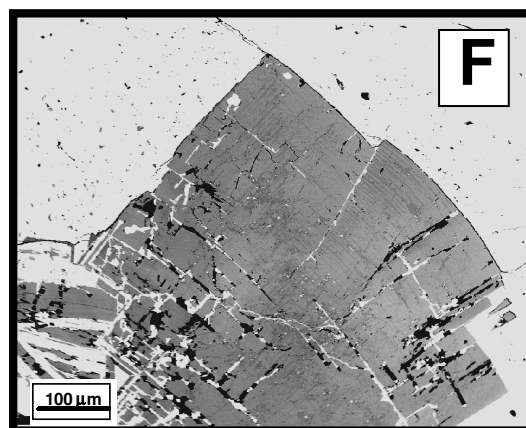
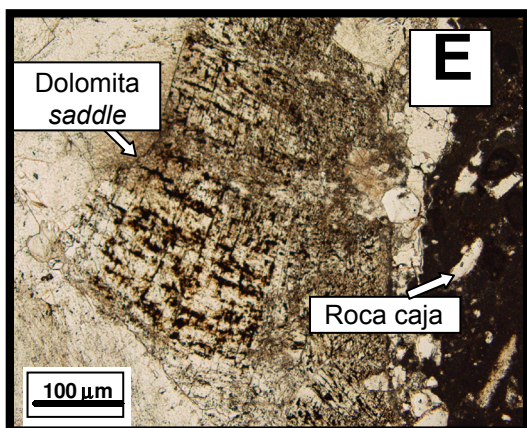
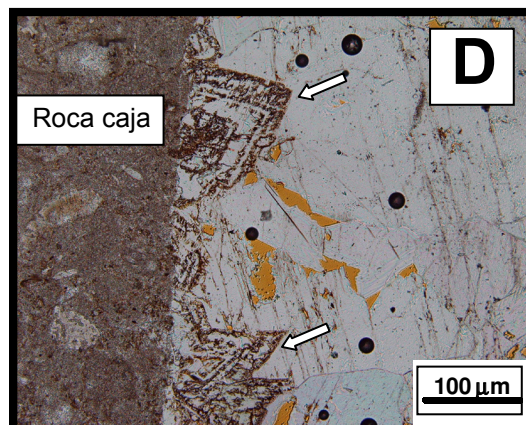
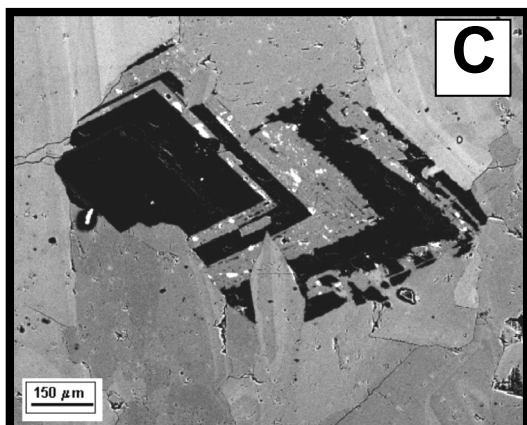
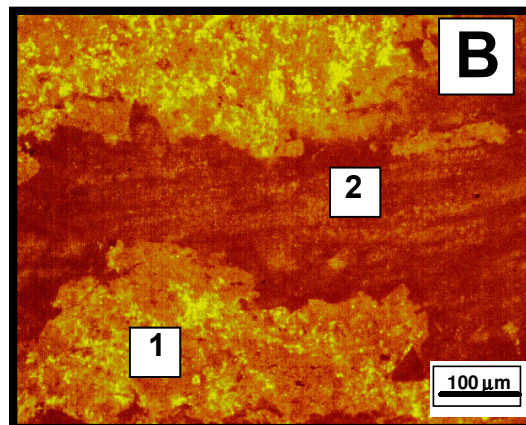
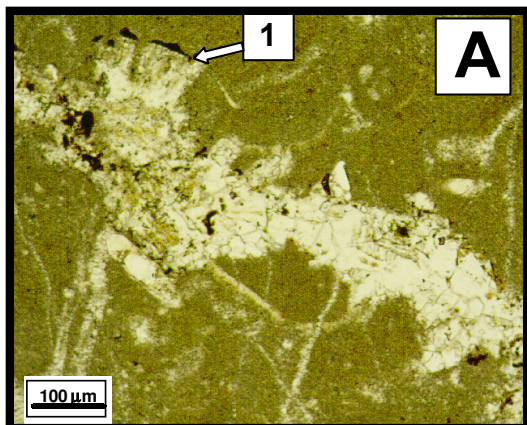
##### (A) Dolomita rómbica

Presenta una textura de rombos aislados (de hasta 800  $\mu\text{m}$ , Fig. 15.2.1-C), a veces en contacto con la roca caja, en los bordes del relleno de la fractura (Fig. 15.2.1-D). Mediante CL muestran un núcleo no luminiscente, con una zona externa de calcita caracterizada por delgadas bandas naranjas brillantes alternando con otras amarillo brillante. La composición química de la dolomita rómbica es  $(\text{Ca}_{0.548}\text{Mg}_{0.415}\text{Fe}_{0.036}\text{Mn}_0)\text{CO}_3$  (n= 11; Tabla 15.1). El contenido en Mn varía entre por debajo del nivel de detección y 731 ppm, el de Ba puede llegar hasta 949 ppm y el de Sr hasta 676 ppm (Fig. 15.2.2). El pequeño tamaño de los rombos aislados no permitió realizar análisis isotópicos de esta fase.

##### (B) Dolomita *saddle*

En la mayoría de las fracturas estudiadas esta dolomita aparece en los márgenes, en contacto con la caliza oncolítica (roca caja), presentando un límite bastante neto y formando una delgada banda (Fig. 15.2.1-E). Asimismo, se encuentra en una zona de intensa alteración de la roca caja, no sólo como cemento, sino también como reemplazamiento (Fig. 15.2.3). La zona







de alteración y reemplazamiento tiene unas dimensiones aproximadas de 6 metros en la vertical y de 2 a 4 metros en la horizontal (esta zona corresponde con lo que se ha descrito en el apartado de estratigrafía con el término de “estructura en forma de *pipa* o *chimenea*” asociada a las fallas f2). En ambos casos, la dolomita *saddle* muestra cristales con caras curvas (Fig. 15.2.1-F), extinción ondulante y una luminiscencia que varía de marrón mate a no luminiscente. La composición química es  $(\text{Ca}_{0.537} \text{Mg}_{0.448} \text{Fe}_{0.015} \text{Mn}_0) \text{CO}_3$  (n= 48; Tabla 15.1). El contenido en  $\text{FeCO}_3$  es bajo (1.5% mol) en comparación con el contenido más alto (3.6% mol) de la dolomita rómbica. Los valores en Mn, Ba y Sr son escasos y parecidos a los de la dolomita rómbica, con rangos entre por debajo del nivel de detección y 869 ppm de Ba y por debajo del nivel de detección y 541 ppm de Sr (Fig. 15.2.2).

Las temperaturas de homogenización y salinidades medidas en inclusiones fluidas primarias de los cristales de dolomita *saddle* varían desde 110°C a 155°C (moda= 125°C) y las salinidades entre 21.5 y 23.5% peso eq. NaCl, moda= 22.5 (Tabla 15.2, Figuras 15.2.4 y 15.2.5). Las temperaturas eutécticas son características del sistema  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl-( $\text{CaCl}_2$ ) por ser inferiores a -40°C.

#### (C) Dolomita calcitizada

Esta fase carbonatada está compuesta por calcita que muestra las características texturales típicas de la dolomita *saddle*, anteriormente descrita, con las caras curvas enfatizadas por óxidos de Fe (Fig. 15.2.1-G) y preservando la extinción ondulante. Mediante CL muestra colores amarillos brillantes con parches aislados

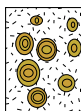

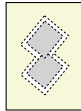
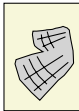
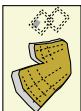
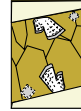
e irregulares no luminiscentes. La composición química es  $(\text{Ca}_{0.972} \text{Mg}_{0.023} \text{Fe}_{0.005} \text{Mn}_0) \text{CO}_3$  (n=39; Tabla 15.1). Los valores de Sr varían entre por debajo del nivel de detección y 600 ppm. El contenido en Ba tiene un mayor que oscila entre por debajo del nivel de detección y 734 ppm (Fig. 15.2.2).

#### (D) Cemento de calcita

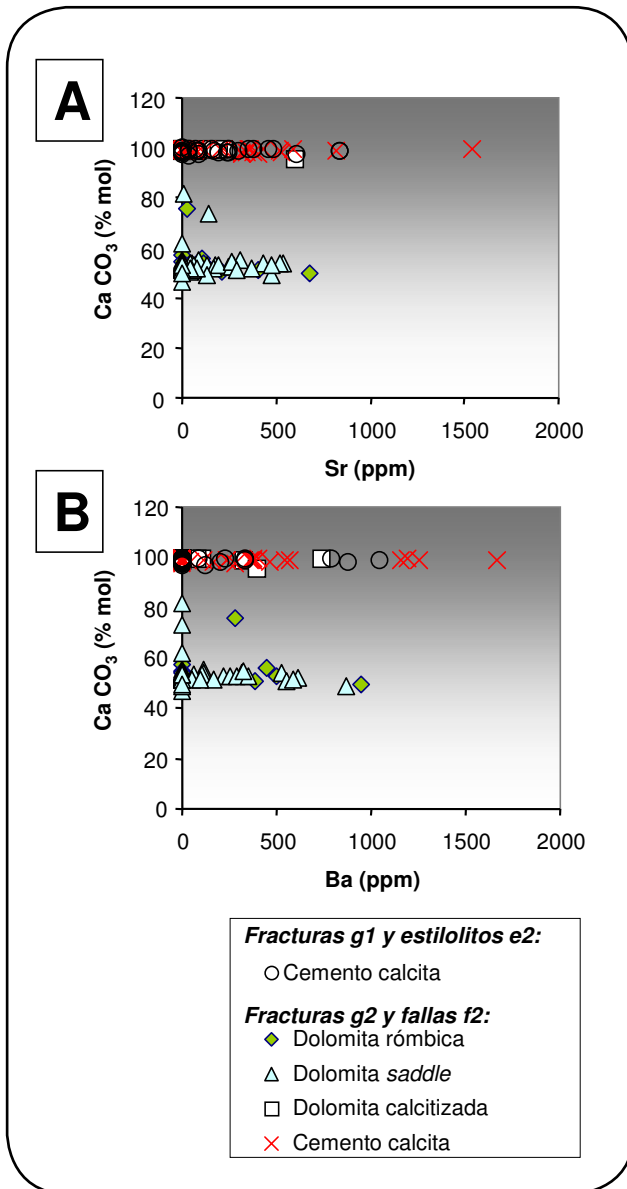
Este cemento aparece rellenando la parte central de las venas y posdata las fases de dolomita rómbica, dolomita *saddle* y dolomita calcitizada descritas anteriormente (Fig. 15.2.1-H). En la mayoría de las venas estudiadas, llega a ocluir completamente la fractura (Fig. 15.2.6-A), pero en la zona de la estructura en forma de “pipa” este cemento de calcita no llega a rellenar completamente las cavidades y presenta una porosidad de tipo vug, de hasta varios centímetros de tamaño (Fig. 15.2.6-B). La textura, tamaños y formas que tienen los cristales son muy variadas, desde cristales en empalizada (perpendiculares al borde de la vena), con texturas tipo drusa (50 a 300  $\mu\text{m}$ ), hasta otros más de tipo *equant* formados por mosaicos de grandes cristales (1.5 a 2.6 mm) que rellenan el centro de la grieta. Mediante CL se observan unos cristales de calcita zonados con luminiscencia rojo oscuro a rojo más brillante, que finalmente es postdatada por un cemento de calcita ocluyente no luminiscente (Fig. 15.2.1-H). La composición química es  $(\text{Ca}_{0.985} \text{Mg}_{0.012} \text{Fe}_{0.004} \text{Mn}_0) \text{CO}_3$  (n=73; Tabla 15.1). El contenido en Sr es variable con un rango entre por debajo del nivel de detección y 1539 ppm. El Ba oscila entre por debajo del nivel de detección y 1666 ppm (Fig. 15.2.2). Por lo tanto, este tipo de calcita presenta los valores máximos tanto en Sr como en Ba.

**Figura 15.2.1.** (A) Aspecto de los cristales con caras curvas que están en contacto con la roca caja en los estilolitos transversales (e2) (ver 1), (B) Cemento de calcita que rellena los estilolitos transversales (e2) con luminiscencia amarillo brillante en su zona más externa (1) y luminiscencia naranja mate en la zona interna (2), (C) Imagen de realizada en el modo de electrones retrodispersados que muestra un cristal de dolomita rómbica aislado, (D) Observar la dolomita rómbica en contacto con la roca caja (ver flechas), (E) Delgada franja de dolomita *saddle* en el margen de una fractura subvertical, (F) Imagen de electrones retrodispersados donde se observa las típicas caras curvas de la dolomita *saddle*, (G) Las caras curvas de la dolomita *saddle* quedan enfatizadas por óxidos de Fe cuando esta se dedolomitiza (imagen de BSE), (H) Relleno que presenta una fractura vertical (g2), desde el borde hacia el centro, con una dolomita rómbica con luminiscencia amarillo brillante (1), una calcita con cristales zonados con luminiscencia rojo oscuro a rojo más brillante (2) que finalmente es postdatada por un cemento de calcita ocluyente no luminiscente (3).

**Tabla 15.1.** Resumen de la petrografía, catódoluminiscencia, inclusiones químicas, composición química y composición isotópica para los tipos de cementos diferenciados en la Fm. Bovalar.

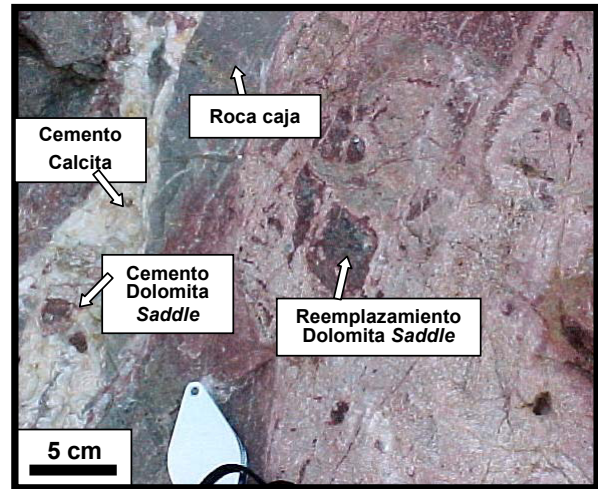
Fm. Bovalar	Petrografía	Mg	Mn	Sr	Fe	Ca	Ba	Composición química			<sup>13</sup> C	<sup>18</sup> O	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Th (°C) IF primarias	Salinidad (eq. peso % NaCl)	CL	
Roca caja:																	
Matriz de calcita y alcoquímicos (n=5)		MIN	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.									
		MAX	4287	362	431	4166	398877	448									
		MEDIA	3176	<l.d.	306	1223	386526	<l.d.	(Ca <sub>0.984</sub> Mg <sub>0.013</sub> Fe <sub>0.002</sub> Mn <sub>0</sub> ) CO <sub>3</sub>			+1.6 a +2.3	-7.2 a -4.9	0.70723 a 0.70736	---	rojo oscuro	
		Fracturas g1 y estilolitos abiertos e2:															
Cemento calcita (n=29)		MIN	537	<l.d.	<l.d.	<l.d.	381382	<l.d.									
		MAX	6982	506	837	5130	411520	1048									
		MEDIA	2698	<l.d.	<l.d.	995	395589	<l.d.	(Ca <sub>0.987</sub> Mg <sub>0.011</sub> Fe <sub>0.002</sub> Mn <sub>0</sub> ) CO <sub>3</sub>			+0.8	-8.8	0.70775	---	zona externa: calcita brillante amarilla; zona interna: calcita naranja mate	
		Fracturas g2 y fallas f2:															
Dolomita rómbica (n=11)		MIN	49842	<l.d.	<l.d.	3902	207197	<l.d.									
		MAX	120891	731	676	42525	296319	949									
		MEDIA	104332	218	<l.d.	20870	225824	233	(Ca <sub>0.548</sub> Mg <sub>0.415</sub> Fe <sub>0.036</sub> Mn <sub>0</sub> ) CO <sub>3</sub>			---	---	---	núcleo: no luminescente; borde: calcita amarillo brillante alternado con delgadas bandas naranja brillante		
		Dolomita saddle (n=48)															
Dolomita calcitizada (n=12)		MIN	45446	<l.d.	<l.d.	<l.d.	205889	<l.d.									
		MAX	126089	912	541	76026	340980	869									
		MEDIA	114359	<l.d.	<l.d.	9132	225479	<l.d.	(Ca <sub>0.537</sub> Mg <sub>0.448</sub> Fe <sub>0.015</sub> Mn <sub>0</sub> ) CO <sub>3</sub>			+2.1 a +2.2	-11.5 a -11.3	0.70796 a 0.70857	110 a 155; moda=125	marrón mate a no luminescente	
		Dolomita calcitizada (n=12)															
Cemento calcita (n=35)		MIN	289	<l.d.	<l.d.	<l.d.	385491	<l.d.									
		MAX	3178	340	600	19385	406317	734									
		MEDIA	1351	<l.d.	<l.d.	1798	395543	<l.d.	(Ca <sub>0.991</sub> Mg <sub>0.006</sub> Fe <sub>0.003</sub> Mn <sub>0</sub> ) CO <sub>3</sub>			-4.4 a +0.2	-12.2 a -6.8	0.70806 a 0.70845	---	amarillo brillante con parches aislados no luminescentes	
		Cemento calcita (n=35)															
Cemento calcita (n=35)		MIN	663	<l.d.	<l.d.	<l.d.	386335	<l.d.									
		MAX	5312	506	1539	2169	412207	1666									
		MEDIA	2255	<l.d.	<l.d.	809	396783	280	(Ca <sub>0.989</sub> Mg <sub>0.009</sub> Fe <sub>0.001</sub> Mn <sub>0</sub> ) CO <sub>3</sub>			+0.1 a +1.8	-13.4 a -10	0.70796 a 0.70801	160 a 260; moda=170	crisales calcita euhedrales zonados rojo-oscuro anteriores a calcita no luminescente que ocluye fractura	

<l.d.: por debajo del límite de detección.



**Figura 15.2.2.** Diagramas binarios que muestran la composición química de los principales cementos carbonáticos analizados en las areniscas de la Fm. Bovalar.

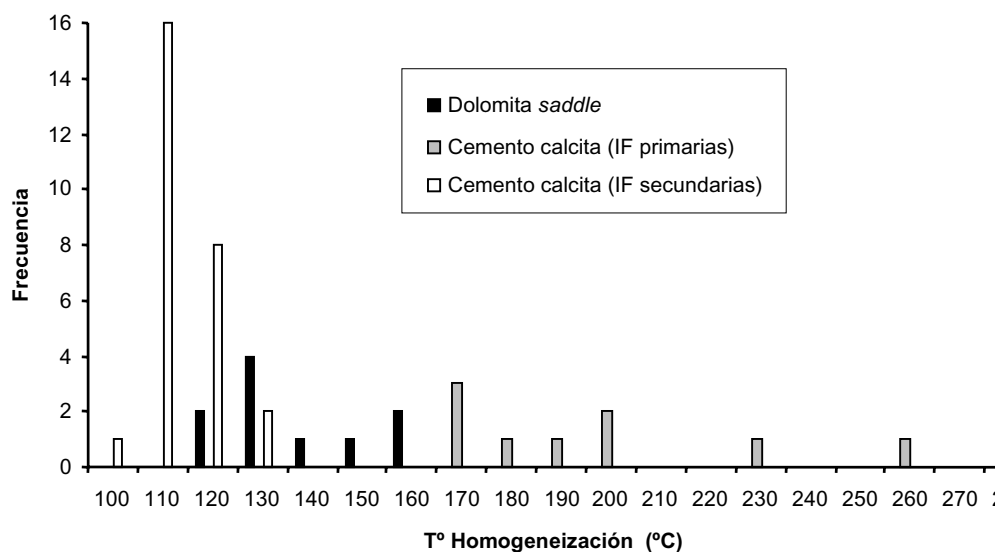
Las temperaturas de homogenización medidas en inclusiones fluidas primarias (H<sub>2</sub>O-NaCl) tienen un valor de 260°C y cuatro valores que se agrupan en torno 160±10°C (moda= 170°). Las salinidades varían desde 5.5 a 9.5% peso eq. NaCl (moda= 7). Los valores de Th son considerablemente más altos que aquellos medidos en la dolomita *saddle* (Tabla 15.2, Figuras 15.2.4 y 15.2.5).



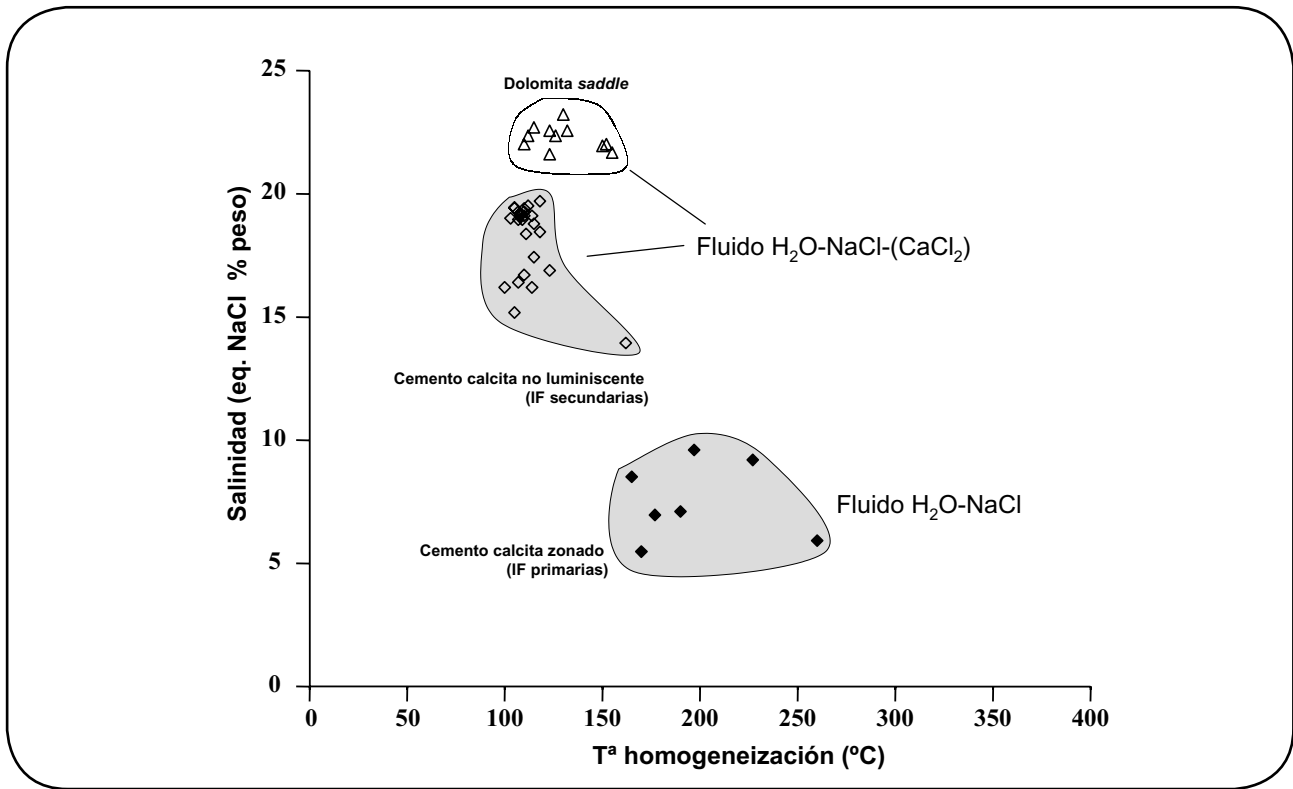
**Figura 15.2.3.** La dolomita *saddle* aparece como cemento en el relleno de las fracturas g2 y como reemplazamiento de la roca caja en la zona de intensa alteración de la “estructura en forma de pipa o chimenea” asociada a las fallas f2.

**Tabla 15.2.** Resumen de la petrografía de inclusiones fluidas y de los principales datos de microtermometría.

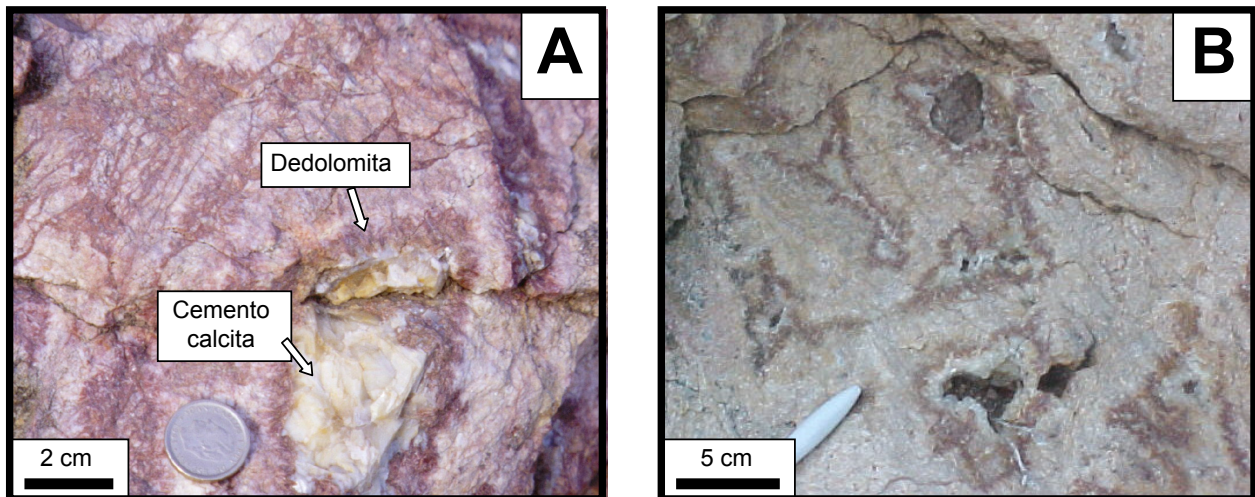
Mineral hospedante	Dolomita <i>saddle</i>	Cemento calcita	
Componentes	H <sub>2</sub> O-NaCl-(CaCl <sub>2</sub> )	H <sub>2</sub> O-NaCl	H <sub>2</sub> O-NaCl-(CaCl <sub>2</sub> )
Disposición	Primarias	Primarias	Secundarias
Hábito a T <sup>a</sup> ambiente	Bifásicas	Bifásicas	Bifásicas
% fase vapor	5-15	10-20	5-15
T <sup>a</sup> eutéctica (°C)	< -40	--	< -40
T <sup>a</sup> f. hielo (°C)	-21.5 / -19 moda: -20	-10.5 / -3.5 moda: -6	-16 / -11 moda: -15.5
T <sup>a</sup> h. fase vapor (°C)	110 / 155 moda: 125 (L)	160 / 260 moda: 170 (L)	100 / 125 moda: 110 (L)
Salinidad total (% peso eq. NaCl)	21.5 / 23.5 moda: 22.5	5.5 / 9.5 moda: 7	15 / 19.7 moda: 19.1
Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	1 / 1.1 moda: 1	0.8 / 1 moda: 0.9	1 / 1.1 moda: 1



**Figura 15.2.4.** Histograma con las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas de la dolomita *saddle* y del cemento de calcita.



**Figura 15.2.5.** Diagrama binario donde se representa la salinidad de las inclusiones fluidas de la dolomita *saddle* y del cemento de calcita frente a su temperatura de homogeneización.



**Figura 15.2.6.** Fotografías de campo de la “estructura en forma de pipa o chimenea” donde se observa como el cemento de calcita llega a ocluir completamente una cavidad (A) o se puede preservar una porosidad de tipo vug, de hasta varios centímetros de tamaño (B).



## 15.2.2.- Cementos carbonáticos en las areniscas y calizas del Cretácico inferior

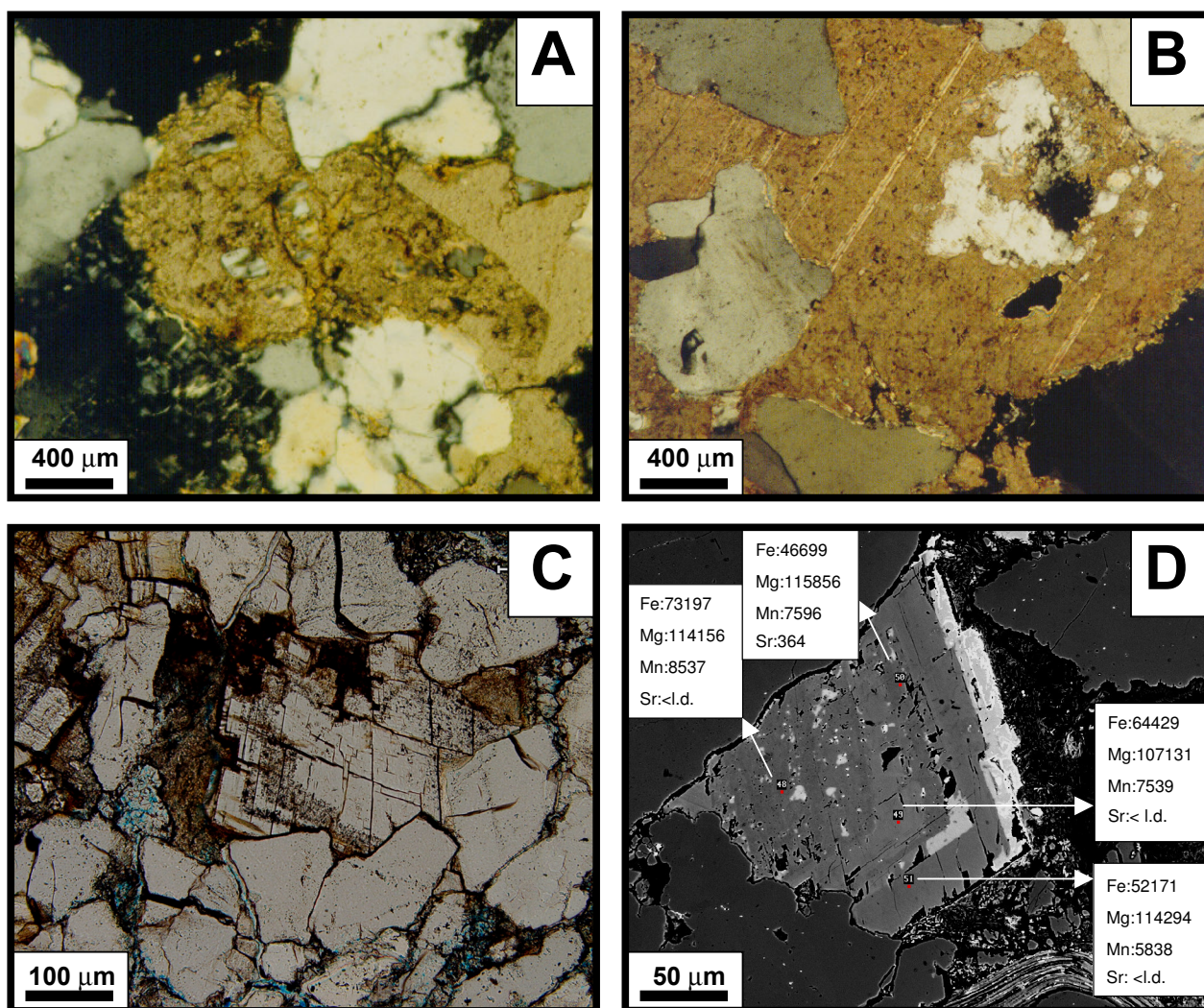
### 15.2.2.1.- *Fm. Mora*

El cemento carbonático en la **Fm. Mora** es relativamente abundante, <13,9%; media= 7,7% (Tabla 9.1).

#### 1.- Calcita intergranular, en parches y reemplazando feldespatos


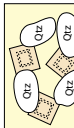
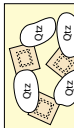
En estas areniscas predomina el reemplazamiento de plagioclasas por calcita (<14,2%; media= 5,4%). Este reemplazamiento puede ser parcial o total, llegando a afectar a la totalidad del grano

del esqueleto (Fig. 15.2.7-A). En ocasiones este cemento puede presentar una textura poiquilotópica que también reemplaza, casi por completo, a los granos de plagioclasa (Fig. 15.2.7-B). La composición química media de este cemento/reemplazamiento es:  $(\text{Ca}_{0.976} \text{Mg}_{0.010} \text{Fe}_{0.005} \text{Mn}_{0.009}) \text{CO}_3$  (n=7; Tabla 15.3). El contenido en Fe es <4454 ppm y el del Mn puede tener valores relativamente altos (<5031 ppm; Fig. 15.2.8). En cuanto al Ba y el Sr, estos elementos se encuentran por debajo del límite de detección (Tabla 15.3).



**Figura 15.2.7.** Cementos carbonáticos en las areniscas de la Fm. Mora: (A) Reemplazamiento de un feldespato del esqueleto, donde se puede reconocer todavía la morfología del grano, (B) Cemento de calcita poiquilotópica que puede reemplazar, casi por completo, a los granos de plagioclasa, (C) Rombos euhedrales de dolomita que precipitan entre granos detríticos de cuarzo sin cemento syntaxial. (D) Imagen de BSE del cemento de dolomita rómbica.

**Tabla 15.3.** Resumen de la petrografía, composición química y composición isotópica para los tipos de cementos diferenciados en la Fm. Mora.

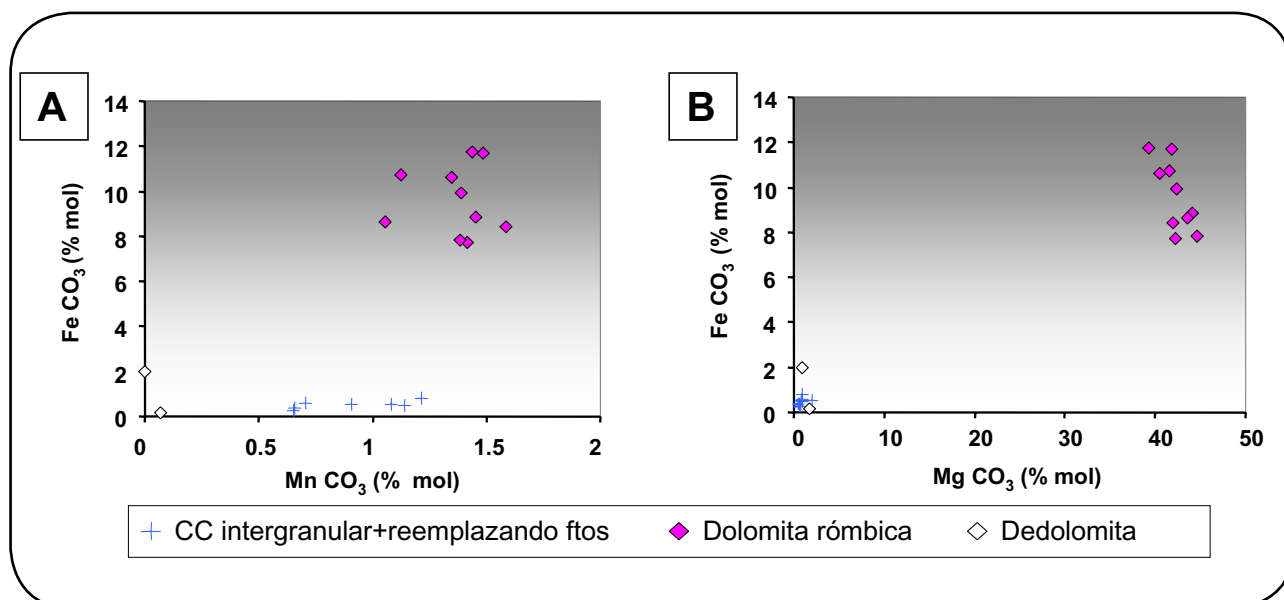
Fm. Mora	Petrografía	(ppm)										Composición química	$\delta^{13}C$ (VPDB)	$\delta^{18}O$ (VPDB)				
		Mg	Mn	S	Sr	Fe	Ca	Si	Ni	Zn	Cu				Ba	Na		
CC intergranular+reemplazando fitos (n=7)		MIN	1164	3570	<l.d.	<l.d.	1477	366585	14	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.					
		MAX	4812	6653	<l.d.	<l.d.	4454	401250	608	503	811	407	<l.d.	<l.d.				
		MEDIA	2353	5031	---	---	2907	393640	222	183	335	58	---	---	(Ca <sub>0.976</sub>	Mg <sub>0.010</sub>	Fe <sub>0.005</sub> Mn <sub>0.009</sub> ) CO <sub>3</sub>	
Dolomita rómbica (n=10)		MIN	100522	6149	<l.d.	<l.d.	45424	185670	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.					
		MAX	117321	9417	192	364	73197	208083	2944	291	603	1015	654	<l.d.			-9.4	
		MEDIA	110479	8103	101	<l.d.	57871	201593	494	55	116	210	253	---	(Ca <sub>0.488</sub>	Mg <sub>0.422</sub>	Fe <sub>0.096</sub> Mn <sub>0.014</sub> ) CO <sub>3</sub>	-10
Dedolomita (n=2)		MIN	2080	<l.d.	48	271	863	372848	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.					
		MAX	4239	364	104	364	10773	384291	500	<l.d.	48	847	493	<l.d.				
		MEDIA	3160	<l.d.	76	317	5818	378569	250	---	24	423	354	---	(Ca <sub>0.975</sub>	Mg <sub>0.013</sub>	Fe <sub>0.011</sub> Mn <sub>0</sub> ) CO <sub>3</sub>	

&lt;l.d.: por debajo del límite de detección.

## 2.- Dolomita rómbica

Ocasionalmente, en alguna de las areniscas de la **Fm. Mora** aparece un cemento de dolomita caracterizado por presentar una textura de rombos euhedrales, aislados, en parches, con ligera extinción ondulante (Fig. 15.2.7-C). Estos rombos de dolomita se desarrollan entre granos detríticos de cuarzo sin cemento syntaxial. La composición química media es:  $(\text{Ca}_{0.468}\text{Mg}_{0.422}\text{Fe}_{0.096}\text{Mn}_{0.014})\text{CO}_3$  (n=10; Tabla 15.3), aunque presentan un zonado de tipo concéntrico, caracterizado por varias bandas alternativamente

con un contenido mayor o menor en Fe y Mg. De tal forma que el núcleo es la zona más rica en Fe y disminuye hacia el borde (Fig. 15.2.7-D). El borde suele estar calcitizado y la composición química media de esta calcita es:  $(\text{Ca}_{0.975}\text{Mg}_{0.013}\text{Fe}_{0.011}\text{Mn}_0)\text{CO}_3$  (n=2). La dolomita tienen valores altos de Fe (<73197 ppm), Mn (<9417 ppm) y el contenido en Sr es de hasta 364 ppm (Fig. 15.28 y Tabla 15.3). La dolomita calcitizada presenta valores máximos de Sr comparables a la dolomita (<364 ppm), pero con menores contenidos en Fe y Mn (<10773 ppm Fe y <364 ppm Mn).



**Figura 15.2.8.** Diagramas binarios que muestran la composición química de los principales cementos carbonáticos analizados en las areniscas de la Fm. Mora.

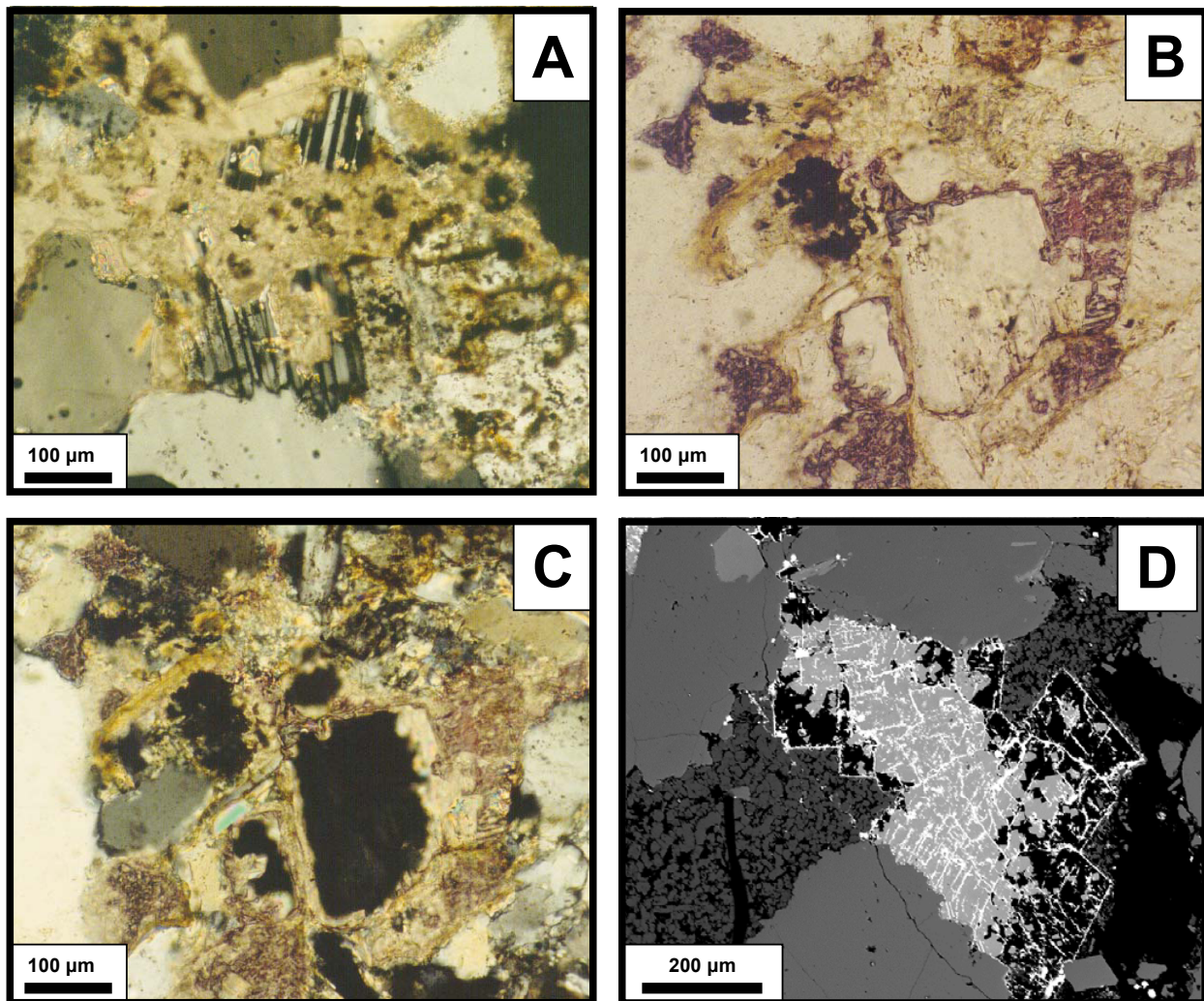


### 15.2.2.2.- Fm. Castellar

En la **Fm. Castellar** aparecen varios tipos de cementos carbonáticos. En las areniscas es muy abundante el cemento de calcita que reemplaza a feldespatos. En las calizas lacustres aparecen cementos de calcita rellenando fósiles y fracturas verticales.

#### 1.- Calcita intergranular y reemplazando feldespatos

Este tipo de cemento alcanza valores modales  $<22,4\%$  (media=  $10,7\%$ ; Tabla 10.2). Afecta en mayor medida a los feldespatos y, ocasionalmente, rellena la porosidad entre los granos (Fig 15.2.9).



**Figura 15.2.9.** Cementos carbonáticos en las areniscas de la Fm. Castellar: (A) Cemento intergranular de calcita que en ocasiones reemplaza a los granos de plagioclasa, (B) y (C) Este tipo de cemento presenta un color de tinción azulado lo que indica que se trata de calcita ferroso, (D) Cristales rómbicos de calcita con las caras enfatizadas por la presencia de óxidos de Fe, lo que sugiere que previamente fueron de dolomita (imagen de BSE).

**Tabla 15.4.** Resumen de la petrografía, composición química y composición isotópica para los tipos de cementos diferenciados en la Fm. Castellar.

Fm. Castellar	Petrografía	Composición química										$^{13}\text{C}$ (VPDB)	$^{18}\text{O}$ (VPDB)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
		Mg	Mn	S	Sr	Fe (ppm)	Ca	Si	Ni	Zn	Cu	Ba	Na	
<b>Calizas:</b>		MIN	2044	<l.d.	268	<l.d.	372069	<l.d.	<l.d.	<l.d.	64	<l.d.	<l.d.	0.70791*
		MAX	2358	<l.d.	280	2528	606	<l.d.	<l.d.	683	296	564	<l.d.	
		MEDIA	2201	---	274	2511	443	---	---	341	180	282	---	
		MIN	1797	<l.d.	<l.d.	<l.d.	320661	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	(Ca <sub>0,987</sub> Mg <sub>0,010</sub> Fe <sub>0,001</sub> Mn <sub>0</sub> Sr <sub>0,002</sub> )CO <sub>3</sub>
		MAX	6717	<l.d.	3372	2435	1477	168	503	940	383	11823	182	
		MEDIA	4881	---	1630	1278	340	24	171	179	117	1392	<l.d.	
		MIN	344	<l.d.	<l.d.	1042	353566	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	(Ca <sub>0,978</sub> Mg <sub>0,022</sub> Fe <sub>0,001</sub> Mn <sub>0</sub> Sr <sub>0,002</sub> )CO <sub>3</sub>
		MAX	5155	2037	1336	17668	436971	37	526	1398	160	878	<l.d.	
		MEDIA	2029	592	248	9611	400477	2	116	347	10	<l.d.	---	
		MIN	2364	953	132	288	18966	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	(Ca <sub>0,974</sub> Mg <sub>0,008</sub> Fe <sub>0,017</sub> Mn <sub>0,001</sub> )CO <sub>3</sub>
		MAX	2846	1169	220	583	19440	<l.d.	259	474	288	<l.d.	<l.d.	
		MEDIA	2605	1061	176	435	19203	---	130	237	144	<l.d.	---	
		MIN	241	<l.d.	<l.d.	<l.d.	349271	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	(Ca <sub>0,950</sub> Mg <sub>0,011</sub> Fe <sub>0,036</sub> Mn <sub>0,002</sub> Sr <sub>0,001</sub> )CO <sub>3</sub>
		MAX	3829	844	408	634	13260	168	817	900	767	502	<l.d.	
		MEDIA	1264	398	72	<l.d.	4406	22	135	228	117	<l.d.	---	
<b>Areniscas:</b>		MIN	718	860	<l.d.	<l.d.	3358	334491	626	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	(Ca <sub>0,988</sub> Mg <sub>0,005</sub> Fe <sub>0,008</sub> Mn <sub>0,001</sub> )CO <sub>3</sub>
		MAX	5035	2238	<l.d.	9320	397813	45508	959	916	527	<l.d.	174	
		MEDIA	2963	1642	---	7576	375906	13364	202	294	87	---	<l.d.	
		MIN	2635	<l.d.	<l.d.	1454	348785	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	(Ca <sub>0,961</sub> Mg <sub>0,015</sub> Fe <sub>0,024</sub> Mn <sub>0</sub> )CO <sub>3</sub>
		MAX	5180	434	330	58086	405689	3262	786	852	695	869	163	
		MEDIA	3614	<l.d.	---	13190	383075	1008	197	241	99	<l.d.	63	

<l.d.: por debajo del límite de detección; (\*) roca caja o matriz.



En color de tinción azulado (Fig 15.2.9-B y C) sugiere un contenido significativo en Fe que queda reflejado en su composición química media:  $(\text{Ca}_{0.971} \text{Mg}_{0.012} \text{Fe}_{0.014} \text{Mn}_{0.003}) \text{CO}_3$  (n=7; Tabla 15.4). El contenido en Mn varía entre 860 hasta 2238 ppm y el de Fe entre 3358 hasta 9320 ppm (Fig. 15.2.10-A). El Ba y el Sr están por debajo del límite de detección (Fig. 15.2.10-B y Tabla 15.4).

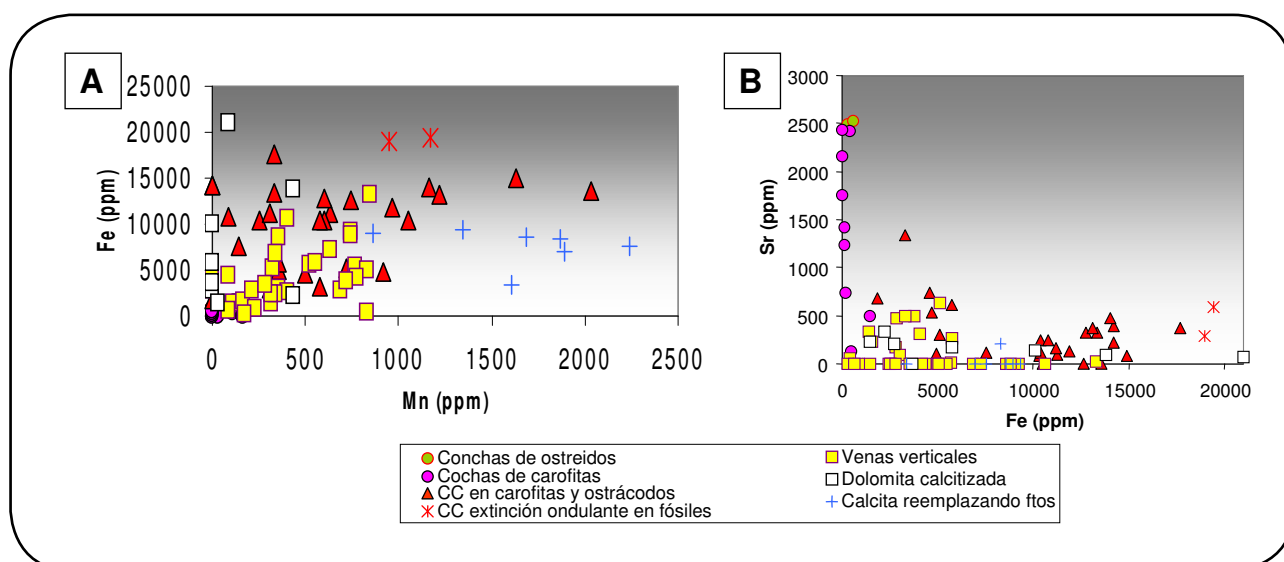
### 1.1.- Dolomita calcitizada

En las areniscas del corte de “La Venta”, en la *subcuenca de Penyagolosa*, se ha estudiado un cemento caracterizado por cristales rómbicos, con caras enfatizadas por la presencia de óxidos de Fe y, en ocasiones, ligeramente curvas (Fig 15.2.9-D). Este cemento se dispone sobre cuarzoz detríticos que no presentan cemento sintaxial de cuarzo, ocupando parcialmente la porosidad que ha sido totalmente rellena por caolín. La composición química media es de calcita ( $\text{Ca}_{0.961} \text{Mg}_{0.015} \text{Fe}_{0.024} \text{Mn}_0$ )  $\text{CO}_3$  (n=9; Tabla 15.4), pero su textura es típica de una dolomita rómbica calcitizada.

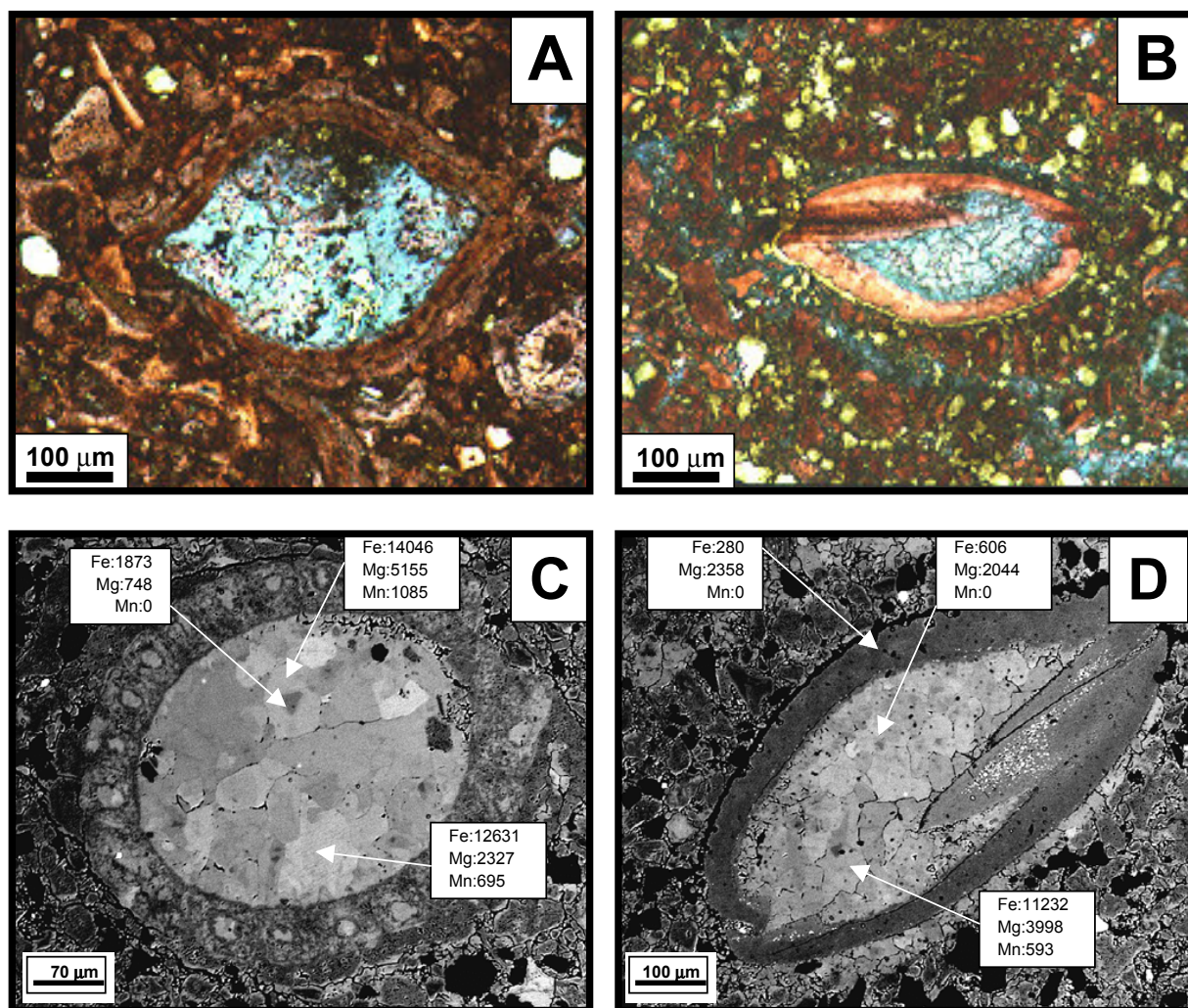
## 2.- Calcita relleno fósiles

### 2.1. -Calcita y calcita Fe

La mayoría de los fósiles de las calizas de la **Fm. Castellar**, caráceas y ostrácodos principalmente están rellenos por un mosaico *drusy* de cristales idiomorfos a subidiomorfos con contactos rectos. Mediante la tinción de carbonatos se observa que existe un zonado sectorial, con predominio del color de tinción azul en los bordes de los cristales y del rojo en el núcleo (Fig. 15.2.11-A y B), aunque en otras ocasiones esta distribución no se observa tan claramente. La composición química media es:  $(\text{Ca}_{0.974} \text{Mg}_{0.008} \text{Fe}_{0.017} \text{Mn}_{0.001}) \text{CO}_3$  (n=28; Tabla 15.4). Estudiando más en detalle la composición química del zonado, se observa que los cristales con colores de tinción de color azul tienen un alto contenido en Fe y Mg (Fig. 15.2.11-C y D). Por el contrario, los de color rojo tienen contenidos más bajos en Fe, Mg y Mn (Fig. 15.2.11-C y D). Esto mismo se puede observar en el diagrama binario de Sr frente a Fe (Fig. 15.2.10-B), donde aparecen dos grupos de cristales, unos con un contenido en Fe desde



**Figura 15.2.10.** Diagramas binarios (A) Mn frente a Fe y (B) Sr frente a Fe, para los principales cementos carbonáticos analizados en las areniscas de la Fm. Castellar.



**Figura 15.2.11.** Características de los cementos que rellenan la porosidad intrapartícula en la Fm. Castellar: (A) y (B) Cemento de calcita donde se observa que los bordes presentan un color de tinción más azulado que el núcleo, (C) y (D) Imágenes de BSE donde se observa que los colores de tinción azules corresponden a calcita Fe y los rojos a calcita.

1042 hasta 7532 ppm y en Sr hasta 1336 ppm; y otros, con un contenido en Fe desde 10322 ppm hasta 17668 ppm y en Sr hasta 474 ppm. Ambos tipos de cristales presentan valores más variables de Mn (<2037 ppm).

## 2.2.- Calcita Fe con extinción ondulante

Este tipo de calcita aparece únicamente en los niveles de calizas arenosas (ver descripción de columnas estratigráficas, capítulo 8) de la **Fm. Castellar** donde aparecen unos fantasmas de fósiles que están rellenos por un cemento en mosaico *equant* de cristales subidiomorfos a alotriomorfos, con contactos entre rectos y

suturados. Es muy característica la extinción ondulante de estos cristales. Tienen color azul con la tinción de carbonatos (Fig. 15.2.12-A) y su composición química media es:  $(\text{Ca}_{0.950}\text{Mg}_{0.011}\text{Fe}_{0.036}\text{Mn}_{0.002}\text{Sr}_{0.001})\text{CO}_3$  (n=2; Tabla 15.4). Este cemento presenta uno de los contenidos más altos en Fe de los que se han analizados en la **Fm. Castellar**, con un valor entre 18966 a 19440 ppm de Fe (Fig. 15.2.10-A).

## 3.- Cementos en venas verticales

Este cemento se puede encontrar en las venas verticales de las calizas de la **Fm. Castellar**. Están rellenas por un mosaico de cristales de

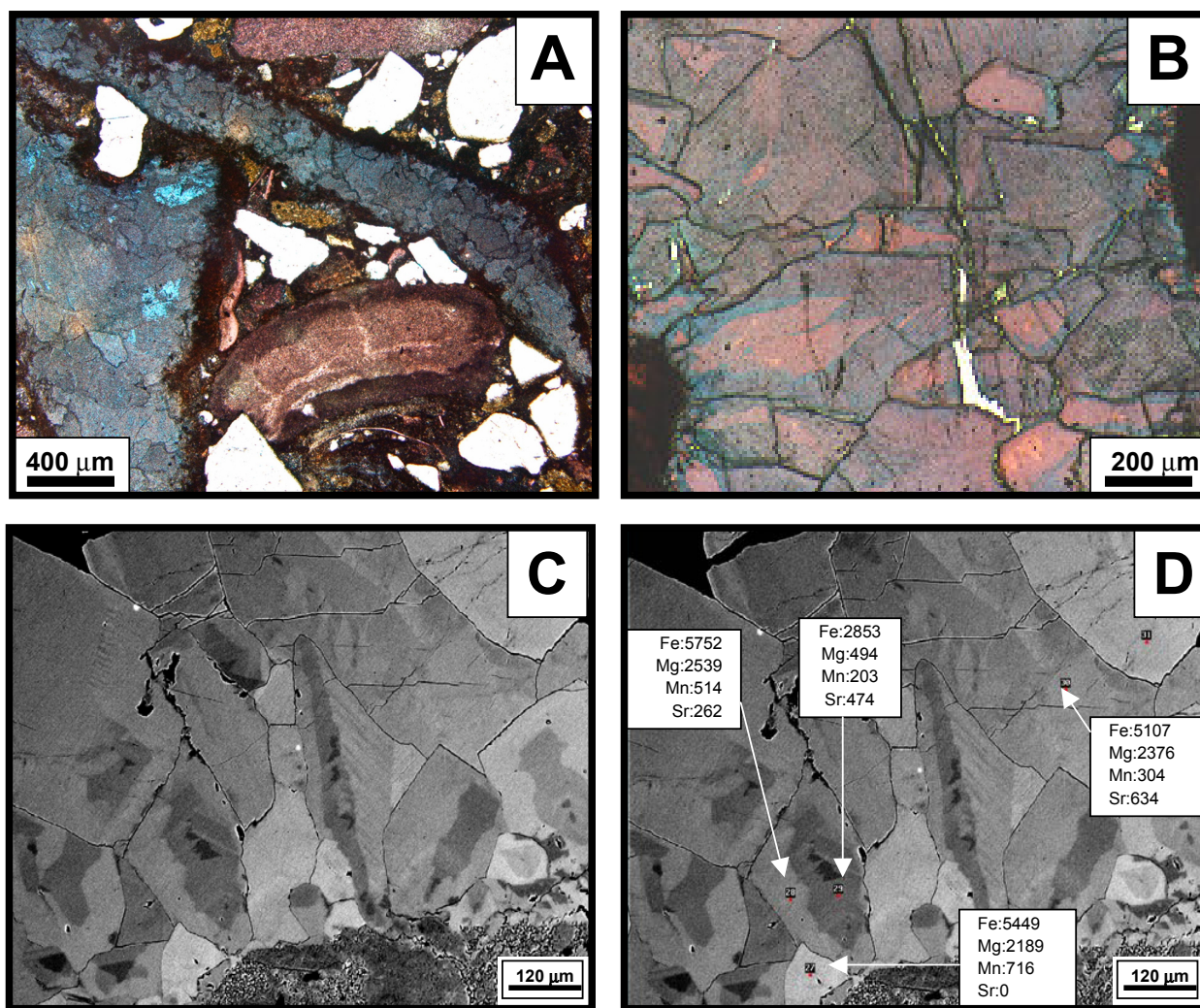


*drusy* a *equant*, idiomorfos-subidiomorfos y con contactos rectos. En algunos casos pueden tener contactos algo más suturados y presentar una ligera extinción ondulante. Mediante la tinción se observa un zonado sectorial, predominando los núcleos de cristales de color rojo y los bordes más azulados (Fig. 15.2.12-B). La composición química media de ambos tipos es:  $(\text{Ca}_{0.986} \text{Mg}_{0.005} \text{Fe}_{0.008} \text{Mn}_{0.001}) \text{CO}_3$  (n=33; Tabla 15.4). Los contenidos en Fe (<13260 ppm), Mn (<844 ppm) y Sr (< 634 ppm) son variables (Fig. 15.2.10). El núcleo de los cristales es de calcita con valores bajos en Fe y en Mg, mientras que el contenido en estos elementos van aumentando hacia los bordes del cristal (Fig. 15.2.12-C y D).

#### 4.- Conchas de fósiles

En este apartado dedicado a los cementos carbonáticos también se ha incluido los análisis químicos de las conchas de caráceas y ostreidos. Su composición química media es:  $(\text{Ca}_{0.976} \text{Mg}_{0.022} \text{Fe}_{0.001} \text{Mn}_0 \text{Sr}_{0.002}) \text{CO}_3$  (n=10; Tabla 15.4) y tienen los contenidos más altos en Mg, 1797 hasta 6717 ppm y también en Sr, hasta 2435 ppm (Tabla 15.4 y Fig. 15.2.10).

En cuanto las conchas de ostreidos, se ha obtenido una composición química de  $(\text{Ca}_{0.987} \text{Mg}_{0.010} \text{Fe}_{0.001} \text{Mn}_0 \text{Sr}_{0.003}) \text{CO}_3$  (n=2). Los contenidos en Sr son altos, desde 2494 hasta 2528 ppm (Fig. 15.2.10-B).



**Figura 15.2.12.** Cementos carbonáticos en las areniscas de la Fm. Castellar: (A) Fantasma de fósiles rellenos por un cemento de calcita con textura en mosaico *equant*, (B) Cemento de calcita que rellena las venas verticales de las calizas de la Fm. Castellar y que presenta un color de tinción más azulado en los bordes de los cristales que en el núcleo, (C) y (D) Imágenes de BSE donde se aprecia el zonado sectorial en el relleno carbonático de una fractura, con mayor contenido en Fe hacia los bordes de los cristales. El contenido en Fe, Mg, Mn y Sr está expresado en ppm.

### 15.2.2.3.- Fm. Camarillas

En las areniscas de la **Fm. Camarillas** el cemento carbonático no es muy frecuente y se suele distribuir muy irregularmente en las muestras siendo sólo cuantificable en algunas muestras. Los mayores valores se dan en las *subcuencas de Penyagolosa y Aliaga* con un valor medio de 4,8 y 6,1%, respectivamente.

#### 1.- Calcita intergranular y en parches

Este cemento de calcita aparece entre los granos del esqueleto formando parches aislados (Fig. 15.2.13-A). Su composición química media es:  $(\text{Ca}_{0.976} \text{Mg}_{0.010} \text{Fe}_{0.011} \text{Mn}_{0.003}) \text{CO}_3$  (n=8; Tabla 15.5). El contenido en Fe es de hasta 14939 ppm y el de Sr < 567 ppm (Fig. 15.2.14).

#### 2.- Cacita reemplazando a feldespatos

Este tipo de cemento es similar al anterior, pero tiende a reemplazar los feldespatos del esqueleto de forma parcial o total (Fig. 15.2.13-B). Su composición química media es:  $(\text{Ca}_{0.980} \text{Mg}_{0.010} \text{Fe}_{0.007} \text{Mn}_{0.004}) \text{CO}_3$  (n=8; Tabla 15.5). El contenido en Fe es < 6265 ppm y el de Sr < 457 ppm (Fig. 15.2.14).

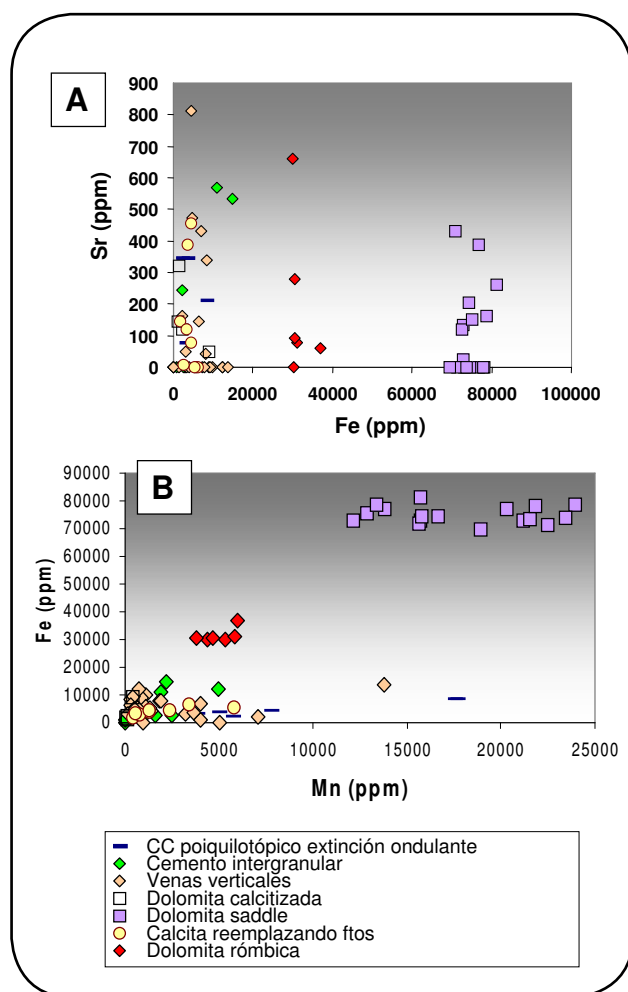
#### 3.- Dolomita *saddle*

Esta dolomita sólo se ha observado en las areniscas de la *subcuenca de Galve*, en el corte de Miravete (corte nº10, capítulo 8). Aparece en las areniscas como un cemento en mosaico de grandes cristales idiomorfos con caras curvas y extinción ondulante. Además, preserva gran parte del volumen intergranular y precipita sobre cuarzoes detríticos que no tienen sobrecrecimiento sintaxial (Fig. 15.2.13-C). Su composición química media es:  $(\text{Ca}_{0.573} \text{Mg}_{0.259} \text{Fe}_{0.135} \text{Mn}_{0.033}) \text{CO}_3$  (n=17; Tabla 15.5). En el diagrama binario Fe frente Mn (Fig. 15.2.14-A y B) se pueden diferenciar dos grupos, uno con valores de Mn entre 12159 y 16713 ppm y otro con valores entre 18951 y 23946 ppm. Esto corresponde al bandeo o zonación que presentan este cemento, observado mediante BSE (Fig. 15.2.13-D).

Esta fase de dolomita, en las zonas de borde se presenta dolomitizada calcitizada con una composición de  $(\text{Ca}_{0.971} \text{Mg}_{0.022} \text{Fe}_{0.006} \text{Mn}_0) \text{CO}_3$  (n=4), quedando los óxidos de Fe enfatizando la morfología curva de sus caras (Fig. 15.2.14).

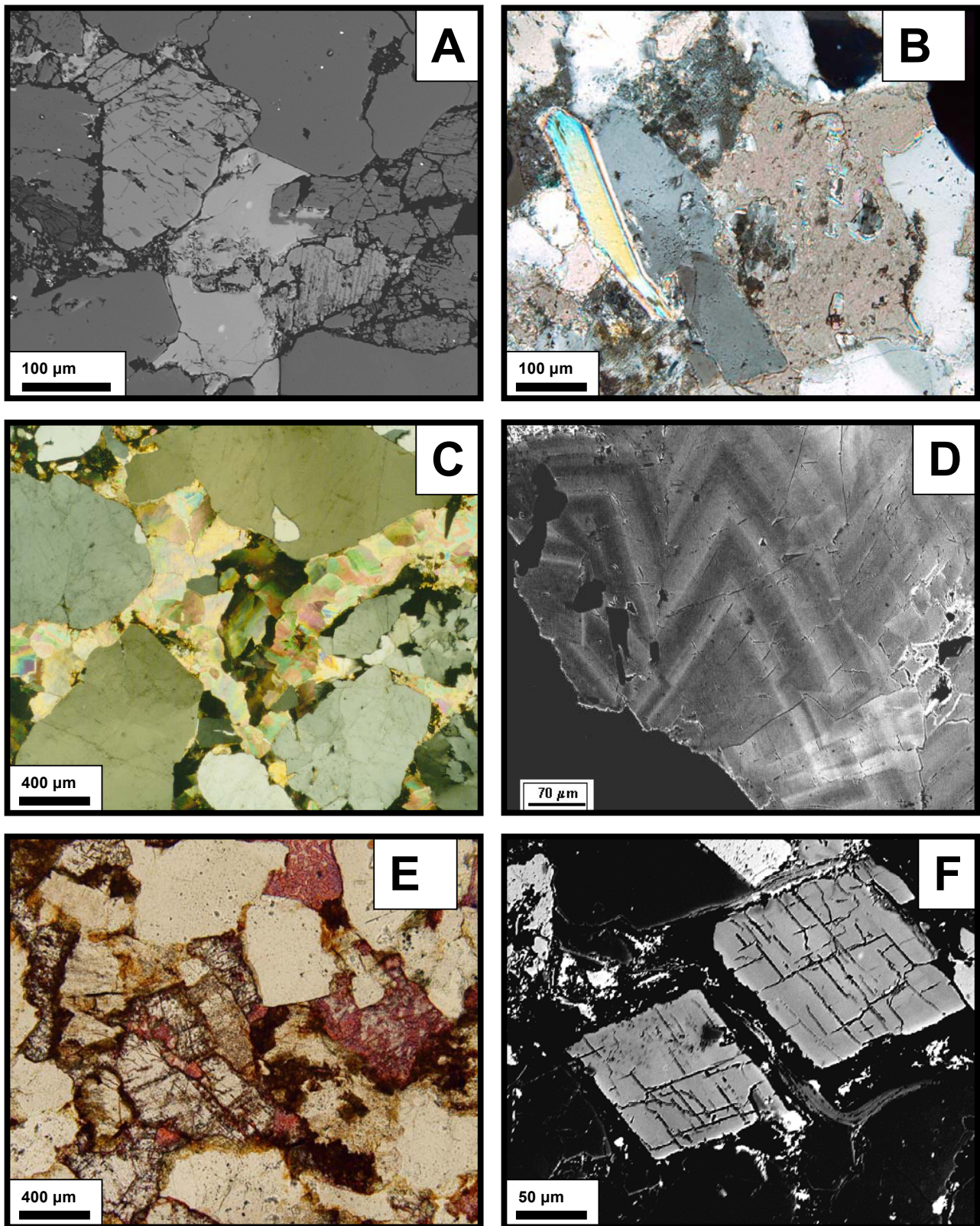
#### 4.- Dolomita rómbica

El cemento de dolomita es escaso y ha sido encontrado en las areniscas de la parte superior de la **Fm. Camarillas**. Los rombos de dolomía aparecen aislados, precipitando en contacto con los granos detríticos de cuarzo y rodeados por matriz arcillosa (Fig. 15.2.13-E). Su composición química media es:  $(\text{Ca}_{0.580} \text{Mg}_{0.354} \text{Fe}_{0.057} \text{Mn}_{0.009}) \text{CO}_3$  (n=6; Tabla 15.5) y tiene valores de Sr de hasta 660 ppm, y de Fe (desde



**Figura 15.2.14.** Diagramas binarios que muestran la composición química de los principales cementos carbonáticos analizados en las areniscas de la Fm. Camarillas.

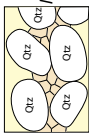




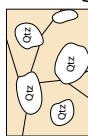
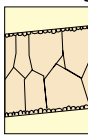




**Figura 15.2.13.** Cementos carbonáticos en las areniscas de la Fm. Camarillas: (A) Cemento de calcita intergranular y en parches, (B) Reemplazamiento de los granos de feldespato del esqueleto de forma parcial o total por calcita, (C) Cemento de dolomita *saddle* que muestra las típicas caras curvas y una marcada extinción ondulante, (D) Fotografía tomada en la microsonda mediante el modo de electrones retrodispersados donde se observa una alternancia de bandas con mayor y menor contenido en Fe y Mg de la dolomita *saddle*, (E) Dolomita rómbica entre los granos de cuarzo, (F) imagen de BSE de la dolomita rómbica.



**Tabla 15.5.** Resumen de la petrografía, composición química y composición isotópica para los tipos de cementos diferenciados en la Fm. Camarillas.

Fm. Camarillas	Petrografía	Composición química										<sup>13</sup> C (VPDB)	<sup>18</sup> O (VPDB)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
		Mg	Mn	S	Sr	Fe (ppm)	Ca	Si	Ni	Zn	Cu	Ba	Na	
Cemento intergranular (n=8)		MIN 356	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	372820	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	
		MAX 4360	4941	<l.d.	567	14939	404752	6683	511	972	719	833	<l.d.	
		MEDIA 2347	1746	---	<l.d.	5882	387681	1055	124	235	137	<l.d.	---	(Ca <sub>0,576</sub> Mg <sub>0,010</sub> Fe <sub>0,011</sub> Mn <sub>0,003</sub> )CO <sub>3</sub>
Calcita reemplazando feldespatos (n=8)		MIN 555	457	<l.d.	<l.d.	1710	384012	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	
		MAX 4727	5832	<l.d.	457	6265	412278	1823	566	803	463	582	<l.d.	
		MEDIA 2365	2020	---	<l.d.	3937	397412	403	217	211	80	<l.d.	---	(Ca <sub>0,380</sub> Mg <sub>0,010</sub> Fe <sub>0,007</sub> Mn <sub>0,004</sub> )CO <sub>3</sub>
Dolomita saddle (n=17)		MIN 57820	12159	<l.d.	<l.d.	69590	221383	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	
		MAX 66135	23946	308	431	81312	234455	379	613	1020	383	636	<l.d.	-7.7 -6.7
		MEDIA 62379	18000	99	<l.d.	74717	227506	28	147	219	68	<l.d.	---	-7.8 -8.1
Dolomita rómbica (n=6)		MIN 81571	3826	<l.d.	<l.d.	30019	225593	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	
		MAX 90302	5987	<l.d.	660	36890	236735	13591	149	884	24	869	345	
		MEDIA 85878	5000	---	<l.d.	31564	232047	2528	25	279	4	<l.d.	<l.d.	(Ca <sub>0,580</sub> Mg <sub>0,354</sub> Fe <sub>0,057</sub> Mn <sub>0,009</sub> )CO <sub>3</sub>
Dolomita calcitizada (n=4)		MIN 2756	<l.d.	<l.d.	<l.d.	1205	369875	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	
		MAX 6910	441	<l.d.	321	9016	394232	234	526	169	<l.d.	860	<l.d.	
		MEDIA 5192	<l.d.	---	<l.d.	3474	384051	58	332	72	---	387	---	(Ca <sub>0,971</sub> Mg <sub>0,022</sub> Fe <sub>0,006</sub> Mn <sub>0</sub> )CO <sub>3</sub>
CC piquilítico extinción ondulante (n=6)		MIN 193	3880	<l.d.	<l.d.	2246	341295	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	
		MAX 2828	17689	188	347	8379	367302	<l.d.	259	908	399	708	<l.d.	-7.9 -11.8
		MEDIA 1894	9624	64	<l.d.	4946	354021	---	130	178	89	<l.d.	---	(Ca <sub>0,963</sub> Mg <sub>0,009</sub> Fe <sub>0,010</sub> Mn <sub>0,019</sub> )CO <sub>3</sub>
Venas verticales (n=24)		MIN 295	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	369232	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	-5 -7.4
		MAX 4064	13754	132	812	13766	411956	93	597	900	959	896	<l.d.	-4.9 -7.5
		MEDIA 1732	2301	17	<l.d.	5927	389994	13	87	177	59	<l.d.	---	-4.8 -7.1
														-5.2 -7 0.70873

&lt;l.d.: por debajo del límite de detección.

30019 hasta 36890) y Mn (desde 3826 hasta 5987 ppm) menores que para la dolomita *saddle* (Fig. 15.2.14 y 15.2.13-F). Estos cristales de dolomita rómbrica suelen estar calcitizados por los bordes ( $\text{Ca}_{0.971}\text{Mg}_{0.022}\text{Fe}_{0.006}\text{Mn}_0\text{CO}_3$  (n=4; Tabla 15.5).

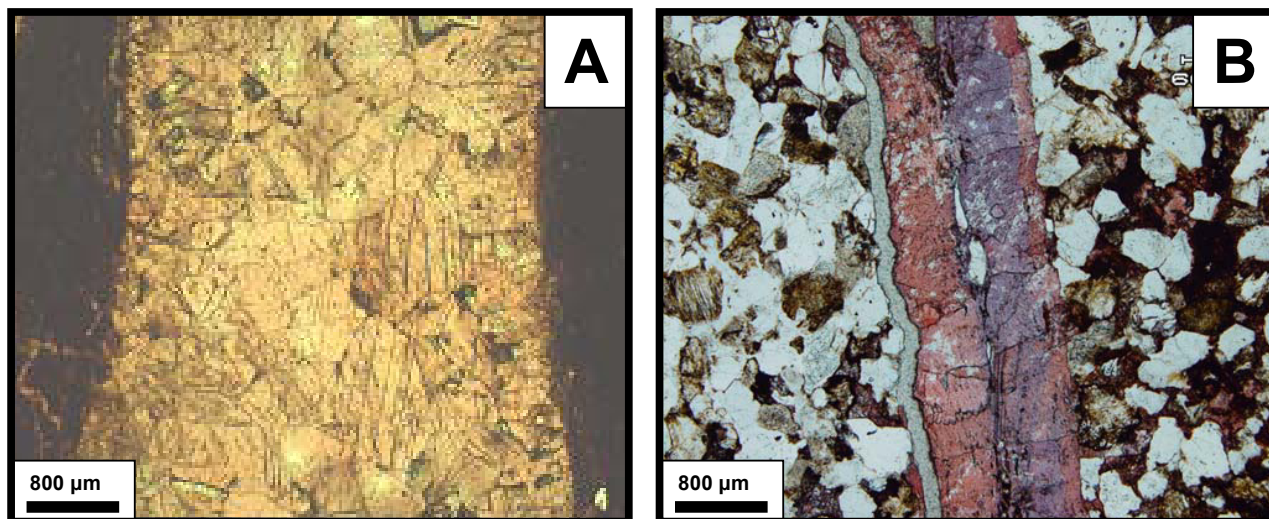
#### 5.- Calcita poiquilotópica

En la **Fm. Camarillas** puede aparecer un cemento de calcita temprano (se distribuye por toda la muestra y preserva gran cantidad del volumen intergranular). Se trata de un cemento poiquilotópico de grandes cristales, con contactos algo suturados y ligera extinción ondulante. En las areniscas que aparece este cemento los granos detríticos de cuarzo suelen aparecer fracturados.

Su composición química media es: ( $\text{Ca}_{0.963}\text{Mg}_{0.009}\text{Fe}_{0.010}\text{Mn}_{0.019}$ )  $\text{CO}_3$  (n=6; Tabla 15.5) y destaca por tener un elevado valor medio en Mn (9624 ppm, media de 6 análisis; Fig. 15.2.14).

#### 6.- Cementos en venas verticales

En las areniscas de esta formación no son muy frecuentes estas venas verticales, pero cuando aparecen, están rellenas por mosaicos de tipo *drusy* con cristales idiomorfos, contactos rectos y ligera extinción ondulante. En otras ocasiones, la textura se caracteriza más por un mosaico *equant* de grandes cristales subidiomorfos, con contactos algo suturados que pueden presentar *twin lamelas* (Fig. 15.2.15-A y B). Se tiñen de color rojo y en algunos afloramientos estas fracturas pueden asociarse con óxidos de Fe. La composición química media de este cemento es: ( $\text{Ca}_{0.978}\text{Mg}_{0.007}\text{Fe}_{0.011}\text{Mn}_{0.004}$ )  $\text{CO}_3$  (n=24; Tabla 15.5). El contenido en Fe es < 13766 ppm y el de Sr < 812 ppm (Fig. 15.2.14).



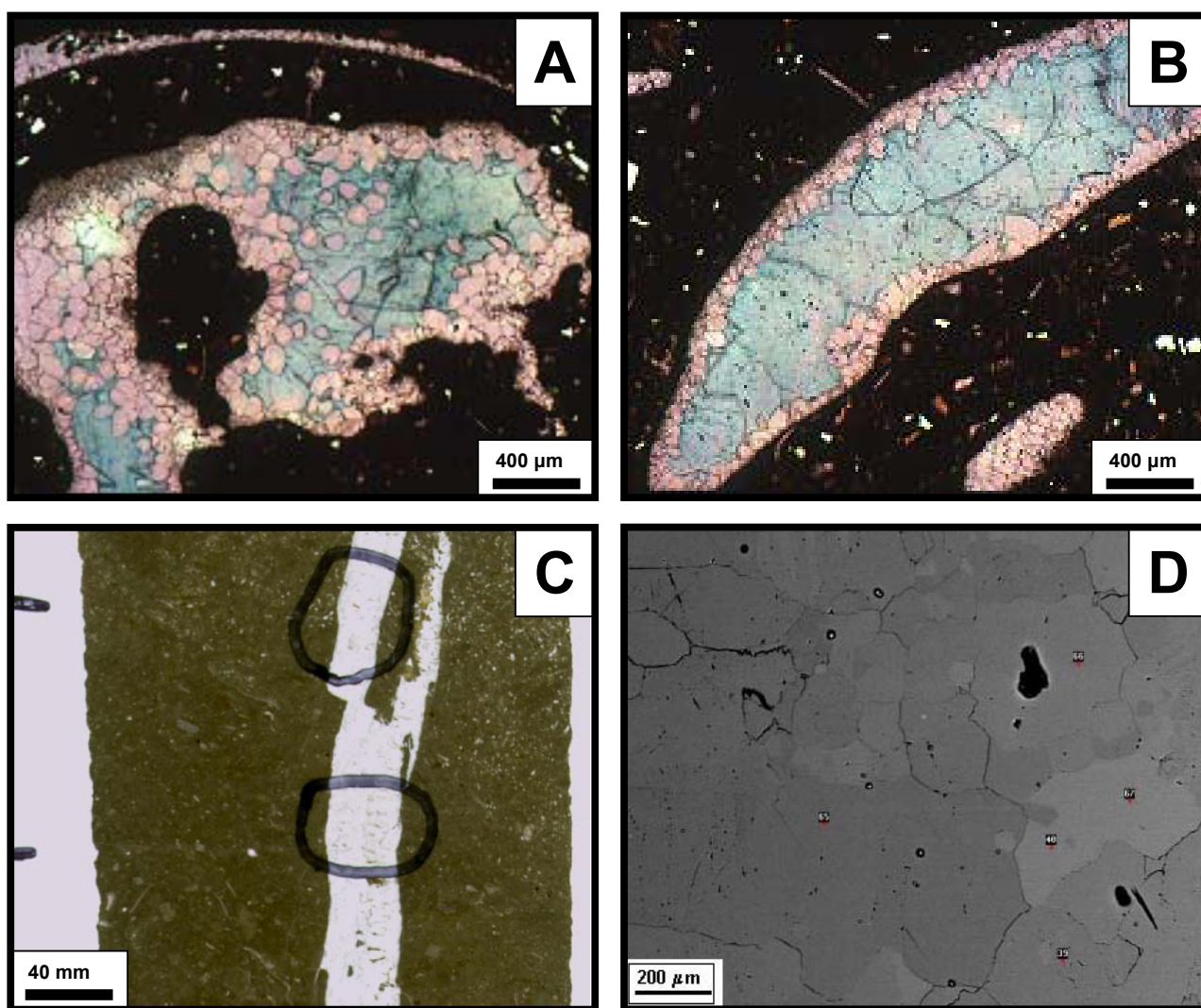
**Figura 15.2.15.** (A) y (B) Cementos de calcita con textura de mosaicos *drusy* relleno las fracturas verticales que aparecen en las areniscas de la Fm. Camarillas.

## 15.2.2.4.- Fm. Artoles

## 1.- Calcita rellenando fósiles


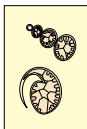
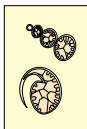
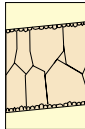
En las calizas de la **Fm. Artoles** los diversos fósiles presentes (gasterópodos, bivalvos, etc) están rellenos por dos tipos texturales: (i) un mosaico *drusy* de cristales idiomorfos con contactos rectos, color de tinción rojo, y (ii) una generación posterior de cristales en mosaico *equant* ocluyente, de color azul, en contacto neto con la anterior (Fig. 15.2.16-A y B). La composición química media de la primera generación de cemento de calcita es:  $(\text{Ca}_{0.992} \text{Mg}_{0.004} \text{Fe}_{0.002} \text{Mn}_{0.001} \text{Sr}_{0.001}) \text{CO}_3$  (n=10; Tabla

15.6) y la segunda generación, se caracteriza por una calcita Fe de composición:  $(\text{Ca}_{0.970} \text{Mg}_{0.015} \text{Fe}_{0.013} \text{Mn}_{0.001} \text{Sr}_0) \text{CO}_3$  (n=9; Tabla 15.6). De esta forma, la primera generación de cristales de calcita tiene unos contenidos bajos en Fe, desde por debajo del límite de detección hasta 2464 ppm, y en Mg, desde 175 hasta 2086 ppm (Fig. 15.2.17-A). El contenido en Sr es de hasta 1835 ppm (Fig. 15.2.17-B) y el de Mn es variable, < 705 ppm (Fig. 15.2.17-C). Y la segunda generación, también tiene valores variables de Mn, <1231 ppm, por debajo del límite de detección en cuanto al Sr y un contenido más alto de Fe, 5697 hasta 10291, y de Mg, desde 2798

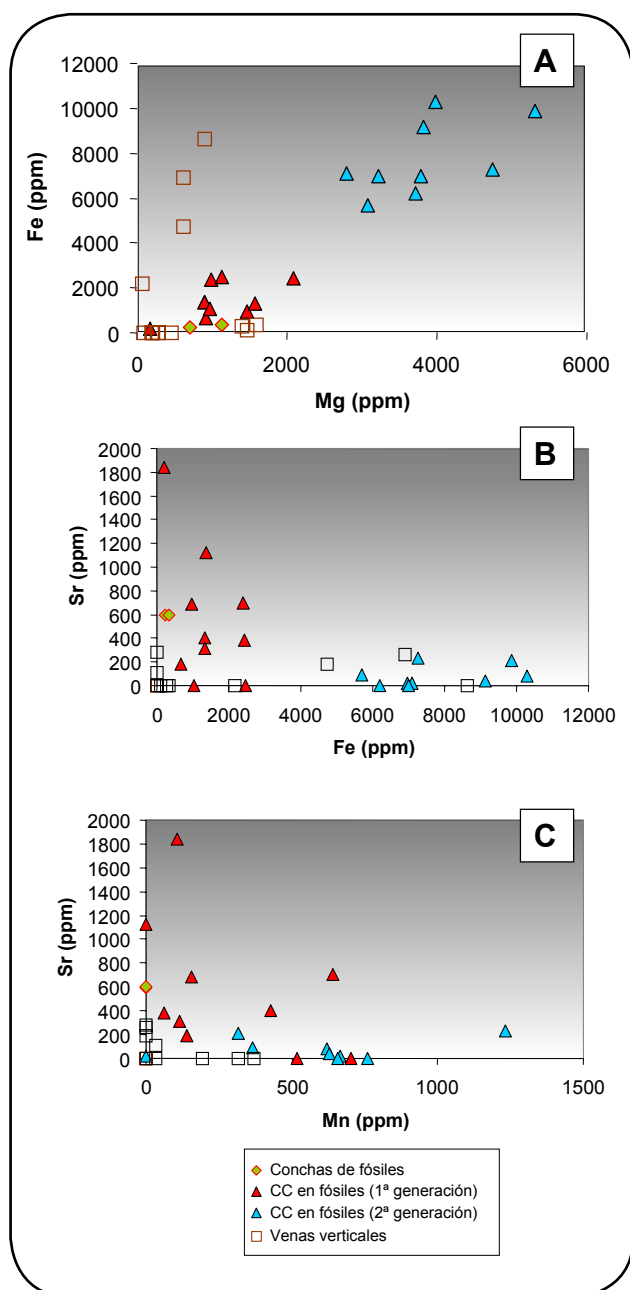


**Figura 15.2.16.** Cementos carbonáticos en las areniscas de la Fm. Artoles: (A) y (B) Dos generaciones de cementos de calcita con distinto color de tinción rellenando los fósiles. La primera generación es de cristales *drusy*, con un color de tinción rojo y la segunda generación es de carácter ocluyente y tienen un color más azulado. (C) y (D) Cemento de calcita que rellena las fracturas verticales mostrando contactos curvados entre los cristales.

**Tabla 15.6.** Resumen de la petrografía, composición química y composición isotópica para los tipos de cementos diferenciados en la Fm. Artoles.

Fm. Artoles	Petrografía	Mg	Mn	S	Sr	Fe	Ca	Si	Ni	Zn	Cu	Ba	Na	Composición química (mol %)	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB)		
		(ppm)																
Conchas de fósiles (n=2)		MIN 712	<l.d.	1109	592	<l.d.	378973	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	475	<l.d.	(Ca <sub>0,995</sub> Mg <sub>0,004</sub> Fe <sub>0,001</sub> Mn <sub>0</sub> Sr <sub>0,001</sub> ) CO <sub>3</sub>	-0.9*	-3.6*		
		MAX 1140	<l.d.	1177	600	334	388915	<l.d.	24	707	591	806	<l.d.		-6.9	-3.4		
		MEDIA 926	---	1143	596	<l.d.	383944	---	12	353	296	640	---		---	---		
CC en fósiles (1ª generación) (n=10)		MIN 175	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	392967	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	(Ca <sub>0,992</sub> Mg <sub>0,004</sub> Fe <sub>0,002</sub> Mn <sub>0,001</sub> Sr <sub>0,001</sub> ) CO <sub>3</sub>	-0.7	-7		
		MAX 2086	705	204	1835	2464	433955	472	424	844	72	672	<l.d.				-0.6	-9.4
		MEDIA 1113	287	36	563	1421	409842	47	152	273	7	<l.d.	---				---	
CC en fósiles (2ª generación) (n=9)		MIN 2798	<l.d.	<l.d.	<l.d.	5697	379331	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	(Ca <sub>0,970</sub> Mg <sub>0,015</sub> Fe <sub>0,013</sub> Mn <sub>0,001</sub> Sr <sub>0</sub> ) CO <sub>3</sub>	-0.7	-9.4		
		MAX 5306	1231	200	<l.d.	10291	435984	51	589	386	519	860	<l.d.				-0.6	-9.4
		MEDIA 3827	583	44	---	7724	402861	11	108	121	78	<l.d.	---				---	
Venas verticales (n=13)		MIN <l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	347484	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	(Ca <sub>0,984</sub> Mg <sub>0,003</sub> Fe <sub>0,003</sub> Mn <sub>0</sub> ) CO <sub>3</sub>	-7.2	-7.5		
		MAX 1592	372	140	279	8620	414372	248	251	1301	847	555	219				-7.2	-7.5
		MEDIA 633	<l.d.	34	<l.d.	1779	388910	26	67	379	165	<l.d.	<l.d.				<l.d.	

&lt;l.d.: por debajo del límite de detección. \*: matriz



**Figura 15.2.17.** Diagramas binarios que muestran la composición química de los principales cementos carbonáticos analizados en las areniscas de la Fm. Artoles.

hasta 5306 ppm (Fig. 15.2.17-A).

## 2.- Cementos en venas verticales

Las calizas de la **Fm. Artoles** presentan fracturas verticales que están rellenas por carbonatos. Este cemento se caracteriza por tener una textura en mosaico *drusy*, de cristales idiomorfos-subidiomorfos con contactos rectos. En ocasiones, también se puede observar que los mosaicos son de tipo *equant* con cristales de gran tamaño, de tipo idiomorfo y con contactos rectos. La extinción de estos cristales puede ser ligeramente ondulante y se tiñen de color rojo. (Fig. 15.2.16-C y D). La composición química media es de:  $(\text{Ca}_{0.994} \text{Mg}_{0.003} \text{Fe}_{0.003} \text{Mn}_0) \text{CO}_3$  (n=13; Tabla 15.6). En el diagrama binario que enfrenta el contenido en Fe frente al Mg (Fig. 15.2.17-A) se llegan a distinguir dos grupos, uno de ellos con valores por debajo del límite de detección, hasta 334 ppm de Fe y otro con valores más altos, desde 2161 hasta 8620 ppm de Fe. El valor de Sr es de hasta 279 ppm (Fig. 15.2.17-B) y el de Mn <372 ppm (Fig. 15.2.17-C).

## 3.- Conchas de fósiles

También se ha analizado la composición química de alguno de los fragmentos de conchas presentes en estas calizas:  $(\text{Ca}_{0.995} \text{Mg}_{0.004} \text{Fe}_{0.001} \text{Mn}_0 \text{Sr}_{0.001}) \text{CO}_3$  (n=2; Tabla 15.6). El contenido en Sr varía entre 592 y 600 ppm (Fig. 15.2.17).



### 15.2.3.- Isótopos estables C y O

Los cementos carbonáticos estudiados en las calizas del Jurásico superior de la **Fm. Bovalar** se caracterizan por tener contenidos variables de  $\delta^{18}\text{O}$  y mayoritariamente positivos de  $\delta^{13}\text{C}$ , excepto para la fase de dolomita calcitizada que presenta valores predominantemente negativos (Fig. 15.2.18).

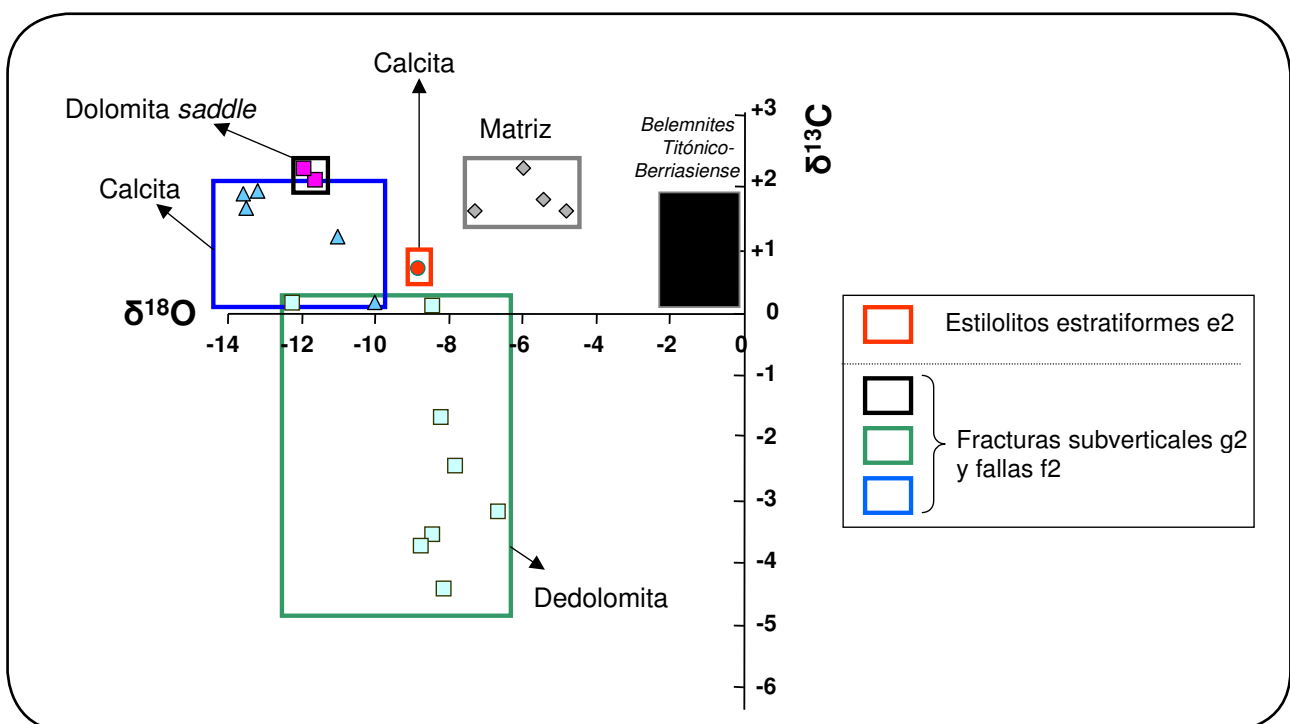
Los cementos de calcita en la primera generación de fracturas (g1) tienen un valor de  $\delta^{18}\text{O}$  de -8.8‰ y  $\delta^{13}\text{C}$  de +0.8‰. Este valor de isótopos estables debe ser considerado cuidadosamente porque podría reflejar una mezcla de los dos tipos texturales de calcita que rellenan estos estilolitos estratiformes abiertos (e2) como se ha descrito en el apartado 15.2.1.1.

Los cementos carbonáticos de la segunda generación de fracturas (g2) y de la estructura de “pipa”, asociada a las fallas f2, presentan las siguientes relaciones: La dolomita *saddle* tienen

valores de  $\delta^{18}\text{O}$  negativos, con valores de -11.5 y -11.3‰, y de  $\delta^{13}\text{C}$  con valores positivos de +2.1 y +2.2‰. La dolomita calcitizada oscila entre -8.6 y -6.7 ‰ de  $\delta^{18}\text{O}$  (con un único valor más negativo de -12.2) y el  $\delta^{13}\text{C}$  tiene un rango entre -4.4 y +0.2 ‰. Por último, el cemento de calcita tiene los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  más negativos de todas las fases estudiadas (-13.4 a -10‰) y los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  son ligeramente positivos (+0.1 a +1.8 ‰).

La matriz ha sido analizada en cuatro muestras de caliza con bioclásticos y presenta un valor de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -7.2 y -4.9‰, y de  $\delta^{13}\text{C}$  entre +2.3 y +1.6‰.

Los cementos carbonáticos en las areniscas y calizas del Cretácico inferior se caracterizan por presentar valores negativos y variables de  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 15.2.19). No ha sido posible obtener datos de isótopos estables de todas las fases carbonáticas descritas en el apartado 15.2.2, debido a su pequeño tamaño y a la dificultad para separarlo de otras fases.



**Figura 15.2.18.** Diagrama binario que muestra la composición isotópica de oxígeno y carbono para los cementos carbonáticos estudiados en la Fm. Bovalar. También se ha representado el rango de valores obtenidos por Jenkyns *et al.* (2002) en belemnites del Titónico-Berriasiense, como valores representativos de la composición isotópica de carbonatos en equilibrio con agua marina.

En la **Fm. Mora** ha sido posible analizar la composición isotópica de la dolomita rómbica en una muestra y se ha obtenido un valor de  $\delta^{18}\text{O} = -10\text{‰}$  y  $\delta^{13}\text{C} = -9.4\text{‰}$ .

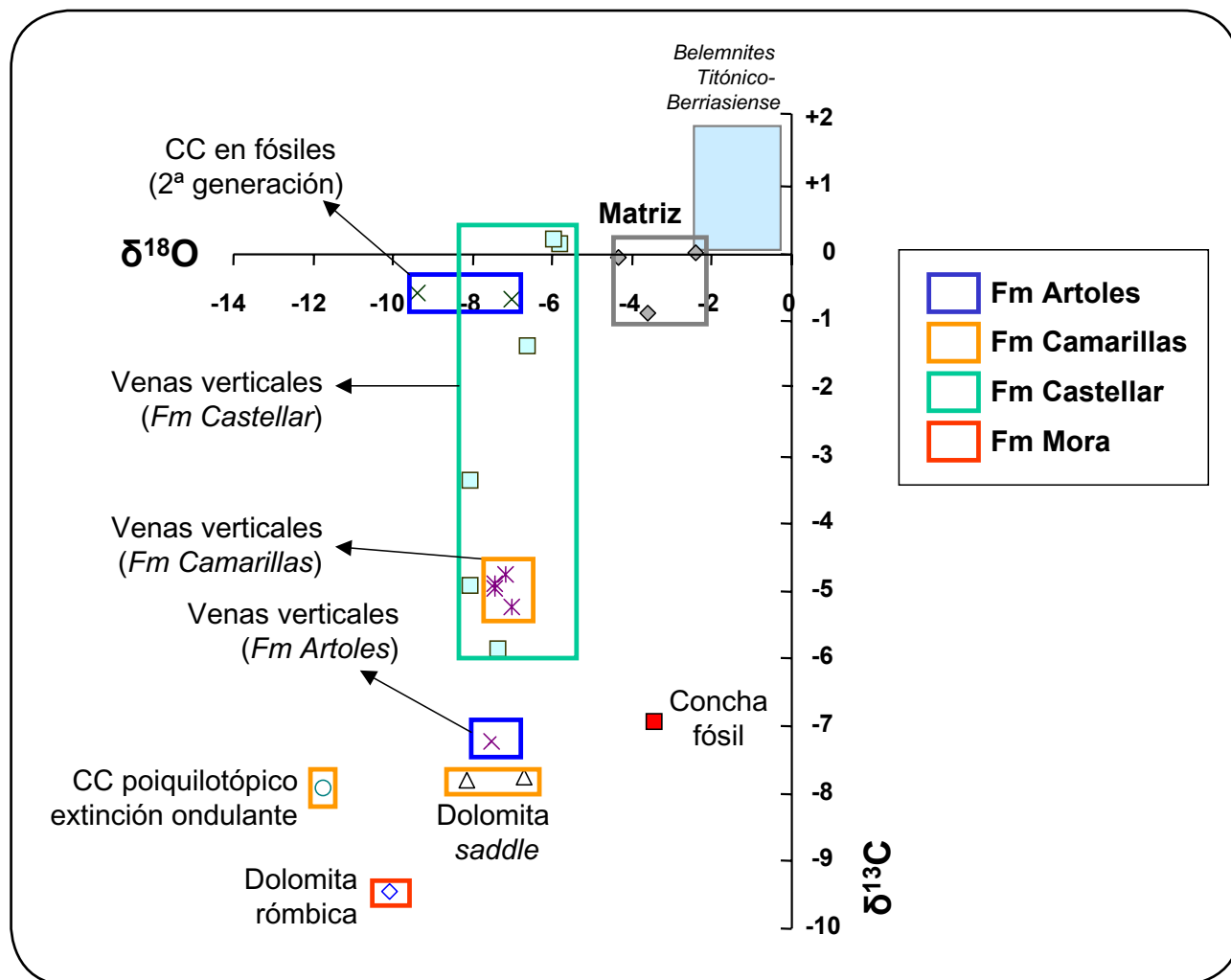
En la **Fm. Castellar** se han analizado los cementos que rellenan venas verticales, con una composición isotópica de  $-8$  a  $-5.8\text{‰}$  para el  $\delta^{18}\text{O}$  y  $-5.9$  a  $0.2\text{‰}$  para el  $\delta^{13}\text{C}$ .

En la **Fm. Camarillas**, la dolomita *saddle* tienen una composición isotópica de  $\delta^{18}\text{O} = -8.1$  y  $-6.7\text{‰}$ ;  $\delta^{13}\text{C} = -7.8$  y  $-7.7\text{‰}$ . Estos valores son muy distintos a los obtenidos en la dolomita *saddle* de las calizas de la **Fm. Bovalar** (Fig. 15.2.18); el cemento de calcita poiquilotópica ligeramente ondulante tiene una composición isotópica de

$\delta^{18}\text{O} = -11.8\text{‰}$  y  $\delta^{13}\text{C} = -7.9\text{‰}$ ; los cementos que rellenan venas verticales tienen valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-7.5$  y  $-7\text{‰}$  y de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-4.9$  y  $-5.2\text{‰}$ .

En la **Fm. Artoles** se ha podido analizar: la segunda generación de cemento de calcita Fe que rellena los fósiles con un valor de  $\delta^{18}\text{O} = -9.4$  y  $-7\text{‰}$ ;  $\delta^{13}\text{C} = -0.7$  y  $-0.6\text{‰}$ ; y los cementos que rellenan venas verticales con un valor de  $\delta^{18}\text{O} = -7.5\text{‰}$  y  $\delta^{13}\text{C} = -7.2\text{‰}$ .

La matriz ha sido analizada en tres muestras de caliza, una de la **Fm. Artoles** y dos de la **Fm. Castellar**, en conjunto presentan un valor de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-4.3$  y  $-2.4\text{‰}$ , y de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-0.9$  y  $+0.01\text{‰}$ .



**Figura 15.2.19.** Diagrama binario que muestra la composición isotópica de oxígeno y carbono para los cementos carbonáticos de las areniscas y calizas del Cretácico inferior. También se ha representado el rango de valores obtenidos por Jenkyns *et al.* (2002) en belemnites del Titónico-Berriasiense, como valores representativos de la composición isotópica de carbonatos en equilibrio con agua marina.

## 15.2.4.- Isótopos radiogénicos Sr

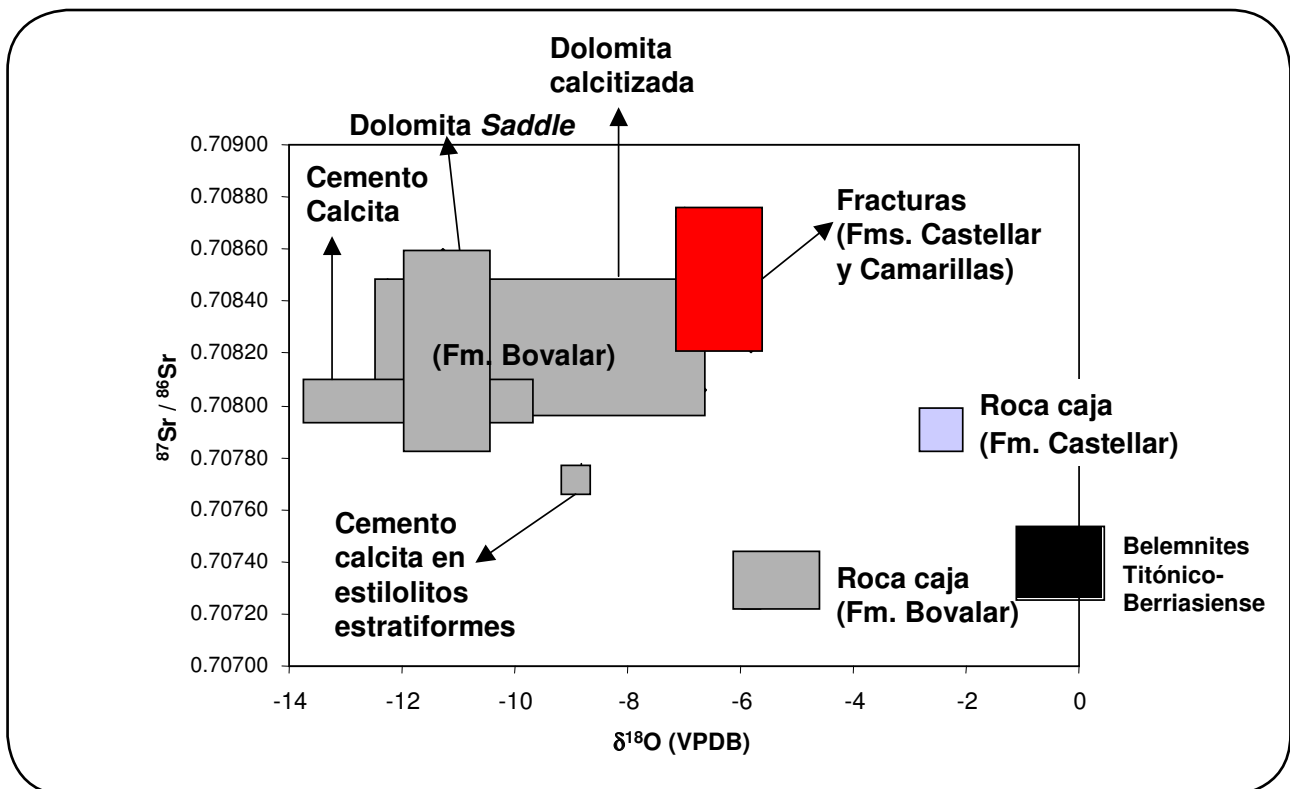
Se han obtenido los valores para la relación  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , en los principales tipos de fases carbonatadas estudiadas en las calizas del Jurásico superior de la **Fm. Bovalar** y en los cementos de calcita asociados a las fracturas en las areniscas y calizas del Cretácico inferior (Fig. 15.2.20).

Las calizas de la **Fm. Bovalar** (consideradas como matriz o roca caja) tienen un valor de  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  entre 0.70723 y 0.70736; las calizas de la **Fm. Castellar** (matriz o roca caja) tienen un valor ligeramente superior de 0.70791. La relación  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  para un belemnites del Titónico-Berriasiense es de entre 0.70715 y 0.70725 (Jenkyns *et al.*, 2002).

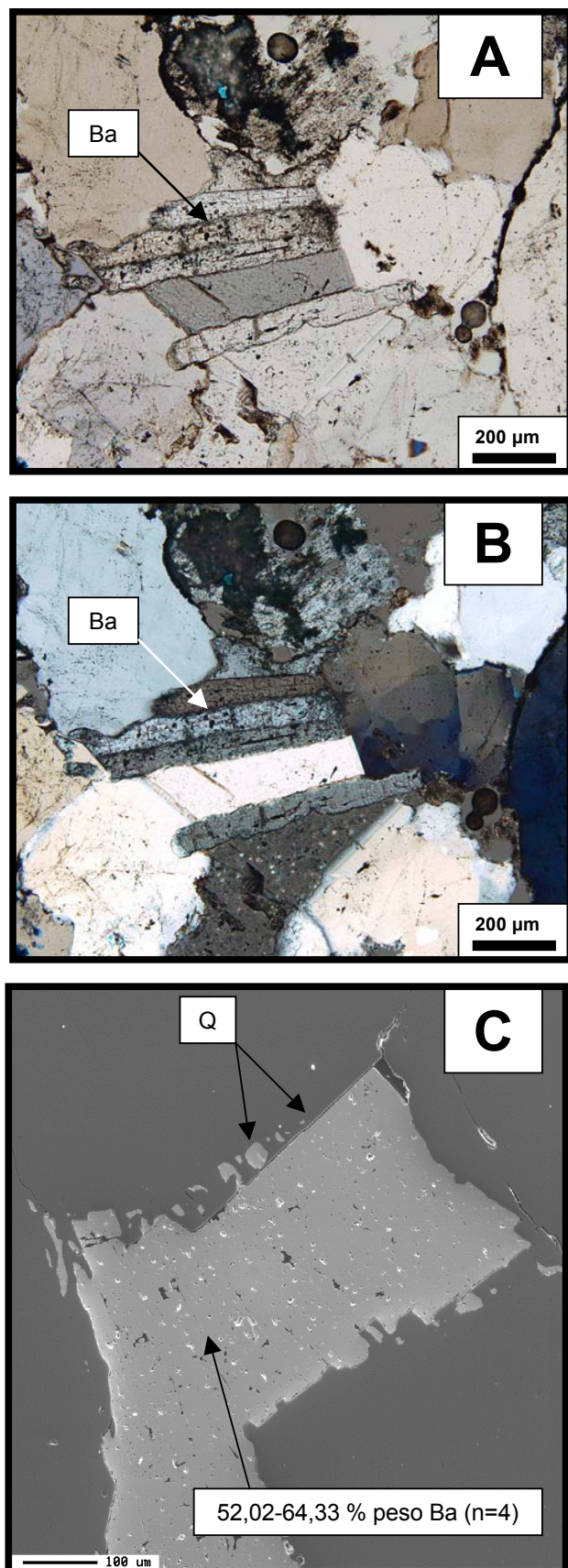
En la **Fm. Bovalar**, los cementos analizados presentan valores mayores que la matriz o roca caja y que el belemnites considerado: (1) la calcita en la primera generación de fracturas (g1) tiene un valor de  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de 0.70775; este valor del isótopo radiogénico de Sr debe ser considerado

cuidadosamente ya que podría reflejar una mezcla de los dos tipos texturales de calcita que rellenan estos estilolitos estratiformes, como ha sido comentado; (2) los cementos carbonáticos de la segunda generación de fracturas (g2) y de la estructura de “pipa” (fallas f2), presentan una relación  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  para la dolomita *saddle* con un rango de valores entre 0.70748 y 0.70847; para la dolomita calcitizada las relaciones  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  varían entre 0.70806 y 0.70845, las cuales quedan dentro del rango de los valores más altos de la dolomita *saddle* y para el cemento de calcita se han obtenido unos valores de  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  entre 0.70796 y 0.70801.

Los cementos asociados a las fracturas de las areniscas y calizas del Cretácico inferior presentan un valor de 0.70824 para la **Fm. Castellar** y de 0.70873 para la **Fm. Camarillas**. La calcita que rellena las fracturas de la **Fm. Artoles** tienen un contenido medio en Sr muy bajo, próximo al límite de detección (279 ppm) y no se ha podido obtener su relación  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ .



**Figura 15.2.20.** Diagrama binario donde se representa la relación  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$  (VPDB) para los principales cementos carbonáticos de las calizas del Jurásico superior de la Fm. Bovalar y para los cementos de calcita asociados a las fracturas en las areniscas y calizas del Cretácico inferior (Castellar y Camarillas). También se ha representado el rango para un belemnites del Titónico-Berriasiense (Jenkyns *et al.*, 2002).



**Figura 15.3.1.** (A) y (B) Cemento de sulfato de Ba en las areniscas de la Fm. Camarillas. (C) Imagen BSE donde se observa como este cemento es coetáneo o posterior a la precipitación del cemento de cuarzo.

### 15.3.- Cemento de barita y feldespato-K

En la parte superior de las areniscas de la **Fm. Camarillas**, en uno de los cortes de la *subcuenca de Penyagolosa* (corte del “Barranco de las Casas”), se ha encontrado un cemento de barita (confirmado mediante microsonda electrónica; Fig. 15.3.1). Se caracteriza por presentar una textura en parches de cristales subidiomorfos asilados unos de otros. En cuanto a su relación con otros cementos, como por ejemplo, el cemento de cuarzo, se observa que el cemento de barita es tardío, al menos coetáneo o post-cemento de cuarzo (Fig. 15.3.1).

Ocasionalmente, pueden aparecer cementos de anhidrita (ej. en las areniscas de la **Fm. Mora**, Tabla 10.1) y también cemento de feldespato-K (ej. en algunas muestras de la **Fm. Camarillas**), aunque ambos tipos son muy escasos y no quedan reflejados en el análisis modal.

## 16.- Procesos de albitización

Uno de los procesos diagenéticos más característicos de las areniscas estudiadas es la albitización de los feldespatos. En este apartado se hará un estudio de las características, tanto petrográficas como de composición química de los feldespatos que aparecen en las areniscas de las tres formaciones estudiadas.

### 16.1.- Composición química feldespatos

#### 16.1.1.- Elementos mayores

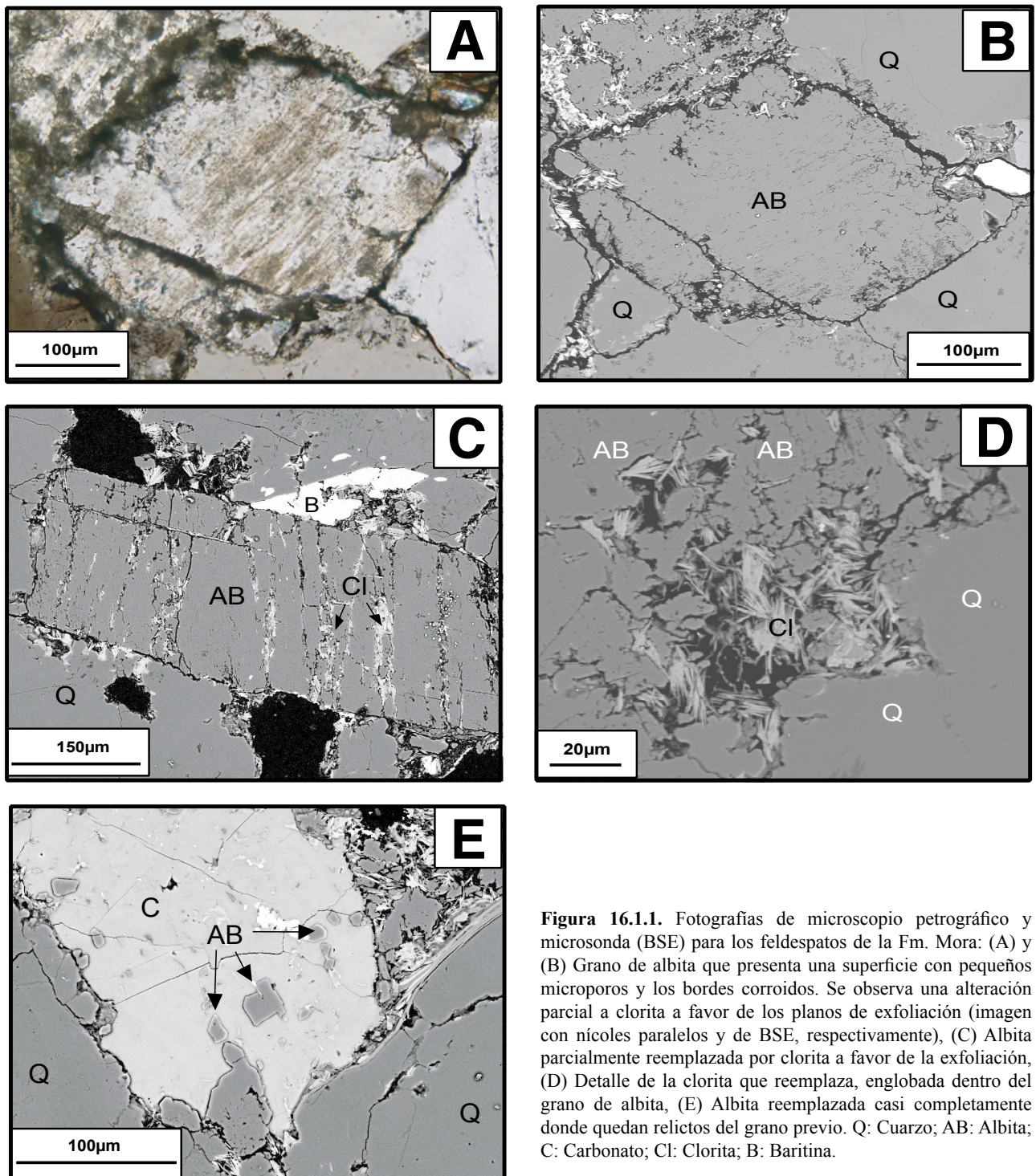
A partir de los análisis modales de las areniscas de la **Fm. Mora** se observa la ausencia de feldespato-K (ver capítulo 10). En BSE, las plagioclasas están corroídas por los bordes y, en ocasiones, bastante alteradas a clorita, con abundantes microporos, según las líneas de exfoliación o de microfracturas, lo que se corresponde con su aspecto “sucio” al microscopio petrográfico (Fig. 16.1.1-A y B). Estas albitas pueden estar parcial o casi totalmente reemplazadas por carbonatos, quedando pequeños restos del grano previo englobados en calcita (Fig. 16.1.1-E). Todos los granos de plagioclasa analizados tienen composición albitica, muy cercana al miembro puro ( $Or_{0.2} Ab_{99.6} An_{0.2}$ ; valores medios de 55 análisis; Fig. 16.1.2).

De igual forma que en la **Fm. Mora**, de los análisis modales de las areniscas de la **Fm. Castellar**, se constata que los feldespatos son casi exclusivamente plagioclasas, con un contenido muy subordinado de feldespato-K (ver apartado “composición”). En BSE se observa menos microporosidad que en las de la **Fm. Mora**, están muy poco alteradas y con bordes, tanto corroídos, como sub-idiomorfos (Fig. 16.1.3-A y B). La composición química de las plagioclasas es de albita ( $Or_{0.9} Ab_{96.7} An_{2.4}$ ; media de 59 análisis; Fig. 16.1.2). Los feldespatos-K son muy escasos (media de 7 análisis:  $Or_{90.7} Ab_{8.3} An_{1.0}$ ; Fig. 16.1.3-C), muestran los bordes corroídos y/o reemplazados por carbonatos y albita (Fig. 16.1.3-D).

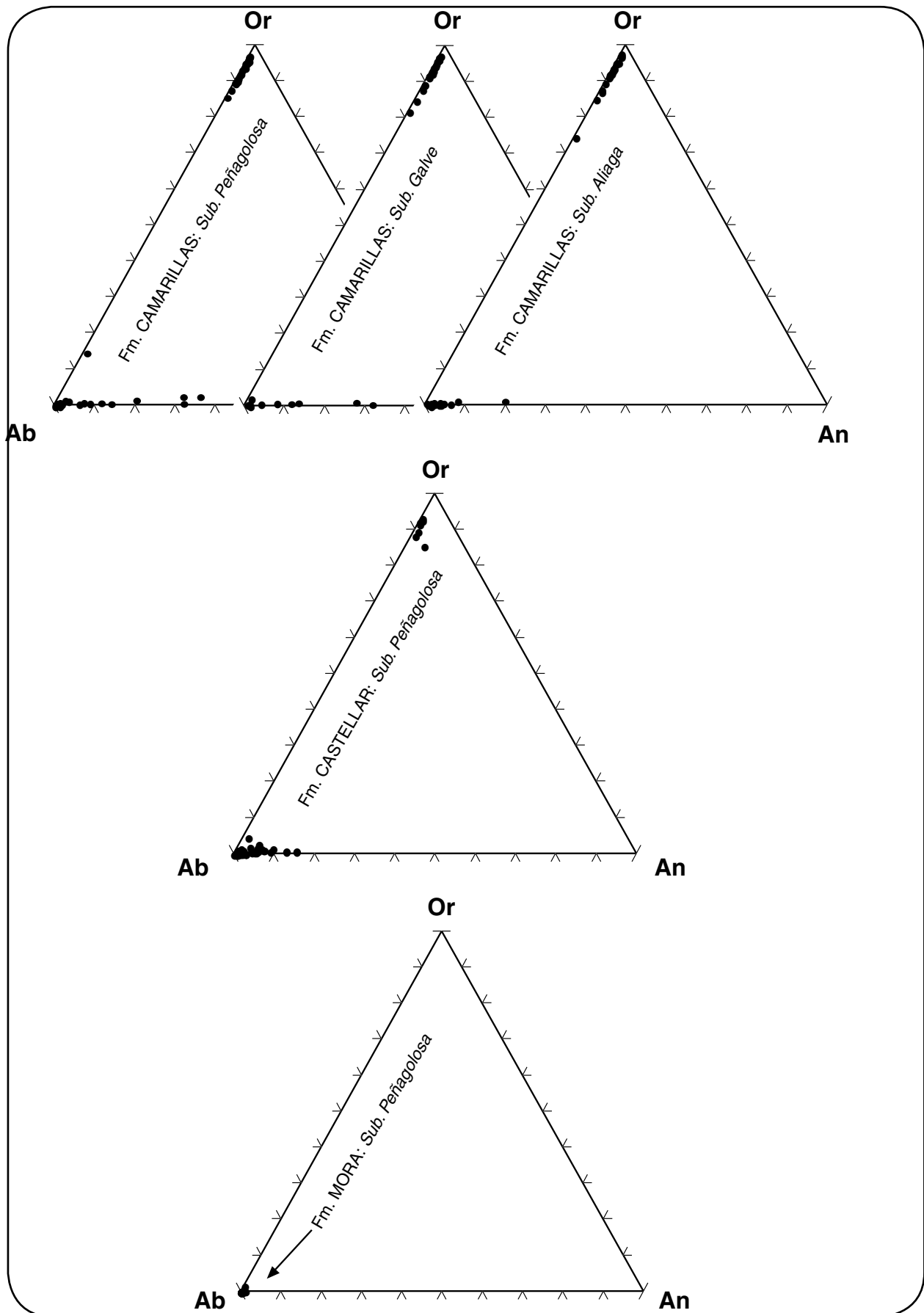
A diferencia de las formaciones anteriores, las areniscas de la **Fm. Camarillas** tienen un mayor contenido en feldespato-K respecto a la plagioclasa. En BSE se han observado texturas que parecen de intercrecimiento entre la albita y el feldespato-K (Fig. 16.1.4-A), recordando a texturas pertíticas, en ocasiones con una cierta alineación y orientación (a favor de pequeñas fracturas o de la exfoliación de los cristales, Fig. 16.1.4-B). Los granos constituidos totalmente por feldespato-K o por albita son poco frecuentes y lo más normal es que aparezcan granos de feldespato-K con parches de albita (Fig. 16.1.4-C) o granos que están constituidos casi completamente por albita (Fig. 16.1.4-D). En la *subcuenca de Aliaga*, la composición química de las plagioclasas, los parches e intercrecimientos de albita, en granos de feldespato, es de  $Or_{0.6} Ab_{92.9} An_{2.3}$  (media de 24 análisis; Fig. 16.1.2) y para los feldespatos-K de  $Or_{92.4} Ab_{7.5} An_{0.2}$  (media de 24 análisis). En la *subcuenca de Galve*, para las plagioclasas es de  $Or_{1.0} Ab_{96.4} An_{2.6}$  (media de 6 análisis) y para los feldespatos-K de  $Or_{93.1} Ab_{6.6} An_{0.2}$  (media de 23 análisis). Para la *subcuenca de Penyagolosa*, las composiciones son respectivamente  $Or_{0.6} Ab_{91.4} An_{2.1}$  (media de 17 análisis) y  $Or_{86.6} Ab_{5.6} An_{0.2}$  (media de 26 análisis). Por lo tanto, no existen grandes diferencias entre los feldespatos analizados en las distintas subcuencas, en cuanto a composición química (Fig. 16.1.2).

Si comparamos el contenido de Na, K y Ca en las plagioclasas analizadas para cada formación (Fig. 16.1.5) se observa que las albitas de la **Fm. Mora** son las que presentan una menor dispersión en Na, K y Ca. En cambio, las de la **Fm. Castellar** muestran una dispersión algo mayor, no sólo en Na, sino también en Ca. Por último, las plagioclasas de la **Fm. Camarillas** son las que tienen la mayor variación en Na y Ca.



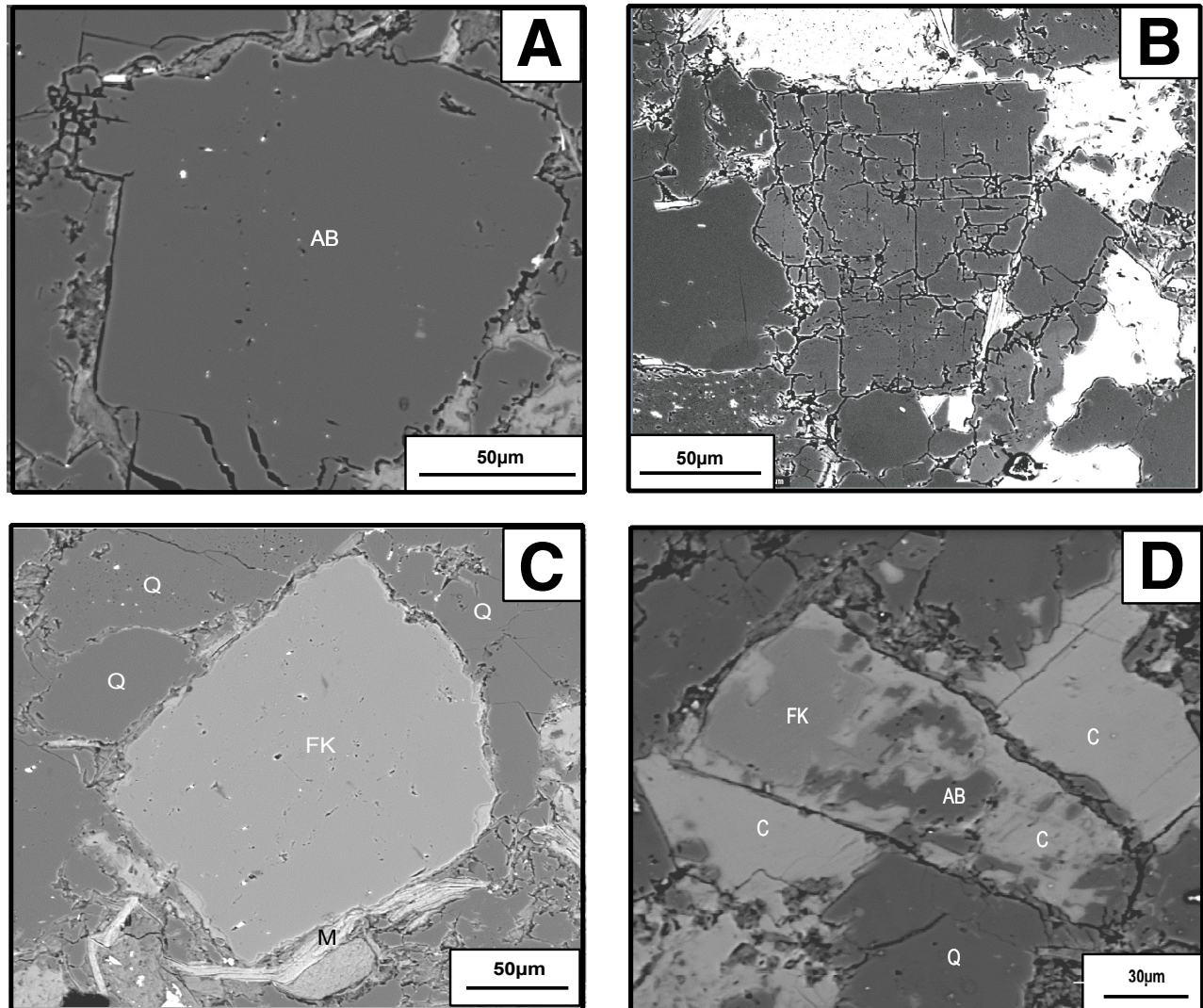


**Figura 16.1.1.** Fotografías de microscopio petrográfico y microsonda (BSE) para los feldespatos de la Fm. Mora: (A) y (B) Grano de albita que presenta una superficie con pequeños microporos y los bordes corroídos. Se observa una alteración parcial a clorita a favor de los planos de exfoliación (imagen con nicóles paralelos y de BSE, respectivamente), (C) Albita parcialmente reemplazada por clorita a favor de la exfoliación, (D) Detalle de la clorita que reemplaza, englobada dentro del grano de albita, (E) Albita reemplazada casi completamente donde quedan relictos del grano previo. Q: Cuarzo; AB: Albita; C: Carbonato; Cl: Clorita; B: Baritina.

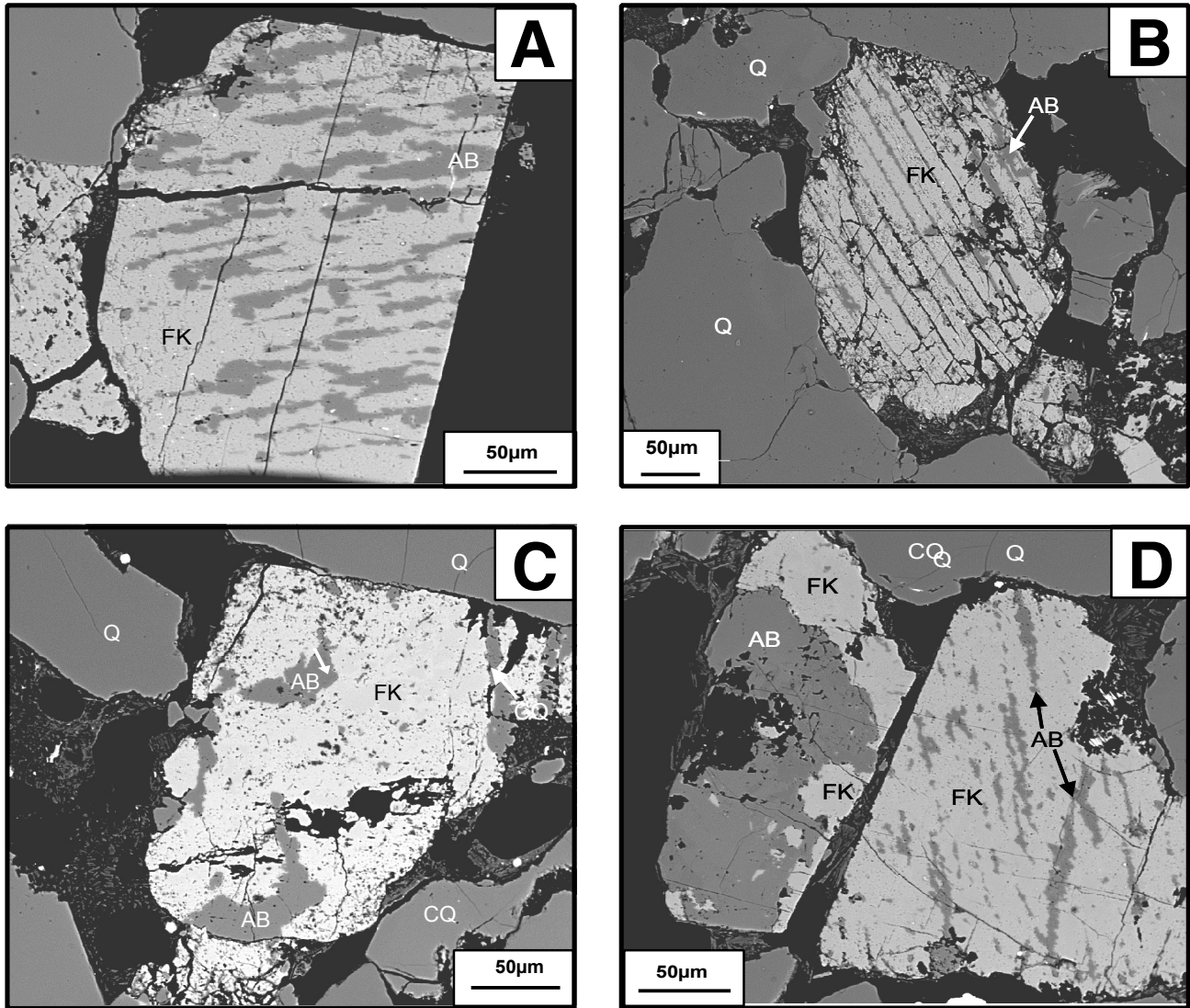


**Figura 16.1.2.** Diagramas triangulares donde se muestra la composición molecular de los feldespatos de las areniscas estudiadas (Or: Ortosa; Ab: Albita; An: Anortita).

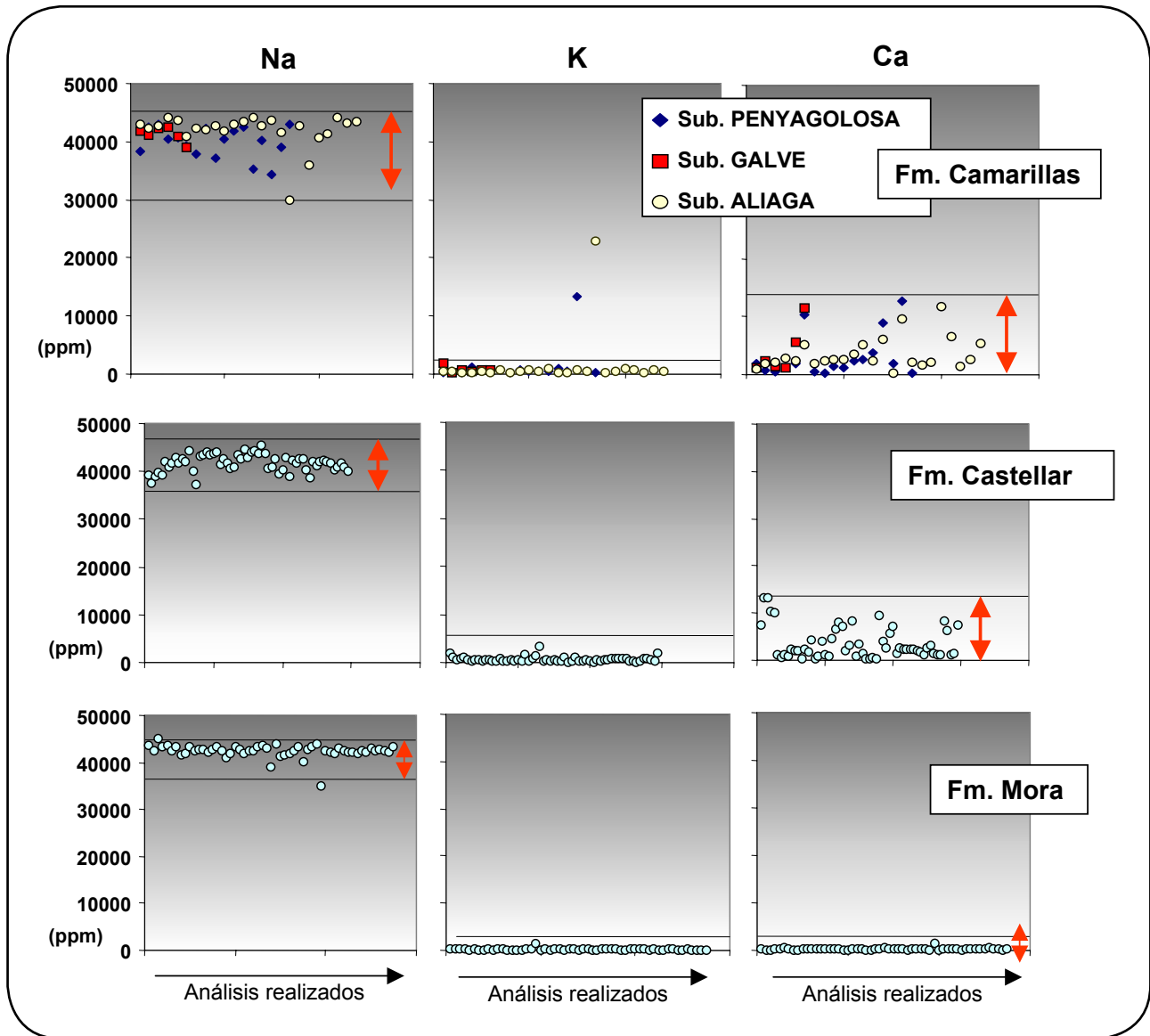




**Figura 16.1.3.** Fotografías de microscopio petrográfico y microsonda (BSE) para los feldspatos de la Fm. Castellar: (A) Plagioclasa sub-idiomorfa que tiene una superficie poco alterada y alguno de sus bordes corroídos, (B) Grano idéntico al anterior con una superficie sin microporosidad, pero algo más fracturado, (C) Feldespato-K bien preservado, pero muy escasos en la Fm. Castellar, (D) Feldespato-K parcialmente reemplazado por albita y carbonatado. Q: Cuarzo; FK: Feldespato potásico; AB: Albita; C: Carbonato; M: Mica.



**Figura 16.1.4.** Fotografías de microscopio petrográfico y microsonda (BSE) para los feldspatos de la Fm. Camarillas: (A) Texturas de intercrecimiento entre la albita y el feldespato-K, (B) Alineación y orientación a favor de pequeñas fracturas o de la exfoliación de los cristales de los parches de albita, (C) Feldespato-K con parches de albita, (D) El grano de la izquierda está constituido casi completamente por albita. Q: Cuarzo; CQ: Cemento cuarzo; FK: Feldespato potásico; AB: Albita.



**Figura 16.1.5.** Diagramas donde se compara el contenido en Na, Ca y K entre todas las plagioclasas analizadas en las areniscas de las distintas formaciones.



## 16.1.2.- Elementos menores

Respecto a los elementos menores en los feldespatos analizados se observan ligeras variaciones, por un lado, entre las distintas formaciones para el mismo tipo de feldespato, y por otro lado, diferencias en la cantidad de diversos elementos entre feldespato-K y albita (Tablas 16.1 y 16.2).

**-Fe:** Las albitas de la **Fm. Camarillas**, en las tres subcuencas, tienen valores comparables desde <599 hasta <785 ppm de Fe. En cambio, los contenidos son bastante mayores para las formaciones **Castellar** y **Mora**, <6327 ppm y un valor medio de 344 ppm de Fe y <4236 ppm con una media de 487 ppm, respectivamente. Los feldespatos potásicos en todas las subcuencas y formaciones tienen valores máximos entre <560 y <1329 ppm de Fe.

**-Mn:** Las albitas en general tienen valores comparables entre distintas formaciones, desde <256 hasta <604 ppm de Mn. En cuanto a los feldespatos potásicos, también se observan valores comparables, desde <325 hasta <550 ppm.

**-Mg:** En las albitas de la **Fm. Camarillas**, en las distintas subcuencas, los valores son comparables y menores de 308 ppm. En cambio, en la **Fm. Castellar** tienen valores de hasta 1767 ppm y en la **Fm Mora** < 748 ppm de Mg. En los feldespatos potásicos de la **Fm Camarillas** los valores máximos de Mg son comparables entre las distintas subcuencas, desde <187 hasta <350 ppm. Los feldespatos-K en la **Fm. Castellar**

tienen valores de Mg por debajo del límite de detección.

**-Ba:** Las albitas analizadas presentan valores máximos entre 600 y 1675 ppm de Ba en la **Fm. Camarillas** y <833 y <923 en las formaciones **Castellar** y **Mora**, respectivamente. En cambio, los feldespatos potásicos para las formaciones de **Camarillas** y **Castellar** presentan valores máximos, desde 3565 hasta 8715 ppm y valores medios desde 1234 hasta 2085 ppm. De esta forma, se observa que el feldespato-K siempre tiene mayor contenido en Ba que las albitas analizadas.

**-Ti:** El contenido máximo en titanio para las albitas de la **Fm. Camarillas** es de 528 ppm. En las formaciones **Castellar** y **Mora** el valor máximo es ligeramente inferior, 396 y 288 ppm, respectivamente. En cuanto a los feldespatos-K, los valores máximos son comparables entre **Camarillas** y **Castellar**, desde <366 hasta <432 ppm de Ti.

**-Sr:** El contenido máximo en Sr es comparable para todas las plagioclasas de las areniscas estudiadas, desde 3915 ppm hasta 4727 ppm. Sin embargo, las de la **Fm. Camarillas** en la *subcuenca de Aliaga*, presentan un valor medio más bajo (418 ppm Sr) que para el resto (medias desde 3405 hasta 3663 ppm). Los feldespatos-K tienen también valores máximos comparables, desde 3340 hasta 3771 ppm y valores medios desde 2430 hasta 3422 ppm.

**Tabla 16.1.** Rango y valores medios de los elementos menores Ti, Fe, Mn, Mg, Ba y Sr analizados mediante microsonda electrónica en las plagioclasas de las areniscas estudiadas.

			Ti	Fe	Mn	Mg	Ba	Sr
<b>Fm. Camarillas</b>			(ppm)					
Subcuenca Aliaga (n: 25)	MIN		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	3171
	MAX		528	785	256	308	600	3915
	MEDIA		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	418
Subcuenca Galve (n: 13)	MIN		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	2004
	MAX		<l.d.	599	604	127	878	4110
	MEDIA		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	3405
Subcuenca Penyagolosa (n: 25)	MIN		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	2909
	MAX		<l.d.	645	387	410	1675	4084
	MEDIA		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	337	3475
<b>Fm. Castellar</b>								
Subcuenca Penyagolosa (n: 69)	MIN		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	2672
	MAX		396	6327	511	1767	833	4727
	MEDIA		<l.d.	344	<l.d.	<l.d.	<l.d.	3663
<b>Fm. Mora</b>								
Subcuenca Penyagolosa (n: 63)	Min		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	2647
	MAX		288	4236	302	748	923	4219
	MEDIA		<l.d.	487	<l.d.	<l.d.	<l.d.	3548

n: numero de analisis; <l.d.: por debajo del limite de detección.

**Tabla 16.2.** Rango y valores medios de los elementos menores Ti, Fe, Mn, Mg, Ba y Sr analizados mediante microsonda electrónica en los feldespatos-K de las areniscas estudiadas.

			Ti	Fe	Mn	Mg	Ba	Sr
<b>Fm. Camarillas</b>			(ppm)					
Subcuenca Aliaga (n: 29)	MIN		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	2613
	MAX		366	979	333	187	7936	3340
	MEDIA		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	1312	2482
Subcuenca Galve (n: 29)	MIN		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	2579
	MAX		366	824	511	217	8715	3535
	MEDIA		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	2085	3096
Subcuenca Penyagolosa (n: 32)	MIN		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	3053
	MAX		432	1329	550	350	3565	3771
	MEDIA		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	1234	3422
<b>Fm. Castellar</b>								
Subcuenca Penyagolosa (n: 10)	MIN		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	1767
	MAX		384	560	325	<l.d.	8034	3721
	MEDIA		<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	1402	2430

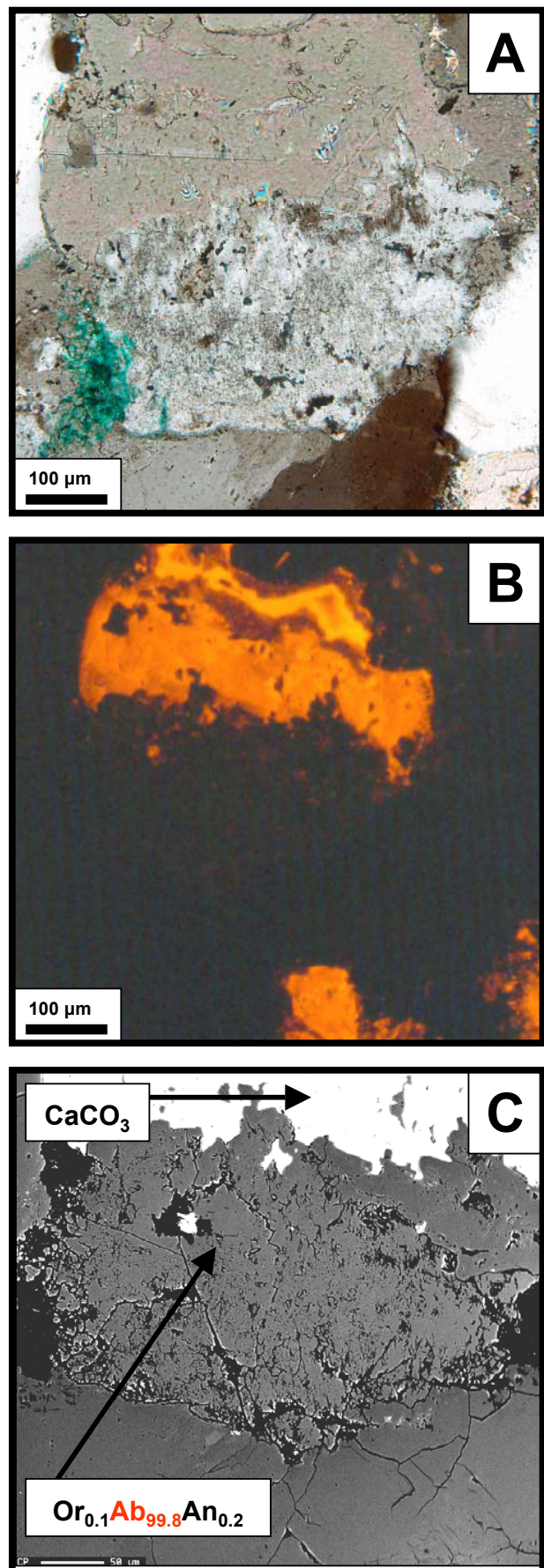
n: numero de analisis; <l.d.: por debajo del limite de deteccin.

## 16.2.- Análisis de feldespatos mediante CL, BSE y MEB

Mediante CL se ha observado que en las areniscas de la **Fm. Mora** la mayoría de las plagioclasas no son luminiscentes y, en muchas ocasiones, aparecen reemplazadas por calcita con luminiscencia naranja, más brillante que el cemento de calcita intergranular (Fig. 16.3.1-A y B). La composición química de estas plagioclasas no luminiscentes es muy pura en albita (Fig. 16.3.1-C). En un porcentaje muy pequeño (<1%) aparecen plagioclasas con luminiscencia amarillo-verdosa (Fig. 16.3.2).

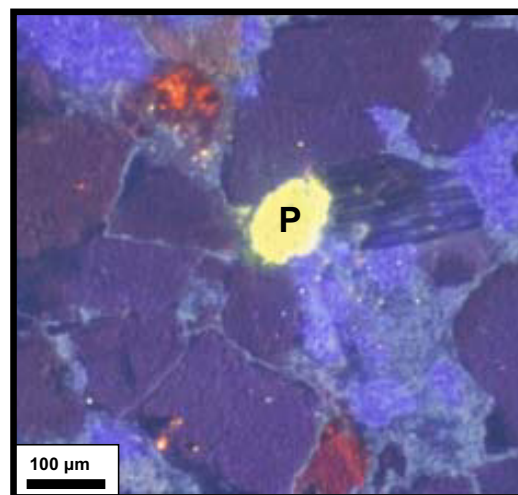
En el caso de la **Fm. Castellar**, las plagioclasas con luminiscencia amarillo-verdosa son más frecuentes que en la **Fm. Mora** (Fig. 16.3.3-A), aunque también se observan, frecuentemente, plagioclasas no luminiscentes. También aparecen granos de feldespato-K, de color azul brillante, generalmente muy reemplazados por calcita con luminiscencia rojiza (Fig. 16.3.3-B y C). Hay que señalar, que mediante los análisis modales realizados, en el microscopio petrográfico, el contenido en feldespato-K era muy difícil de cuantificar, por estar muy alterados a minerales de arcilla y reemplazados por calcita; sin embargo, mediante CL se ha observado que hay relictos visibles de estos feldespatos. La composición química de las plagioclasas no luminiscentes tiene un valor alto en albita (Fig. 16.3.4).

En las areniscas de la **Fm. Camarillas** es muy abundante la presencia de feldespatos-K detríticos de color azul brillante (Fig. 16.3.5-A y B) que pueden estar parcialmente reemplazados por dolomita o calcita (Fig. 16.3.5-C). Estos feldespatos pueden presentar colores más mates en los bordes y algunos granos son completamente de ese color azul mate (Fig. 16.3.5-D). También aparecen plagioclasas con maclado polisintético que no tienen luminiscencia, pero con restos de

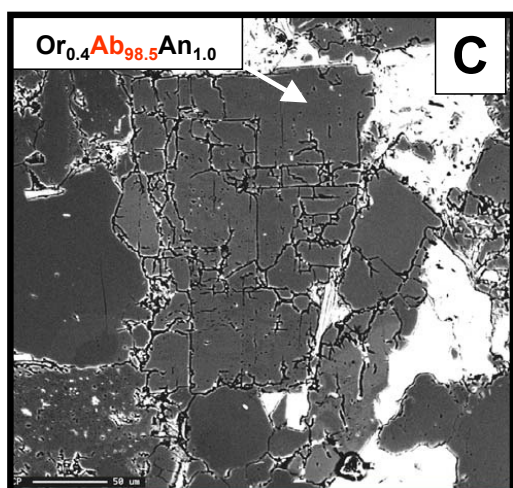
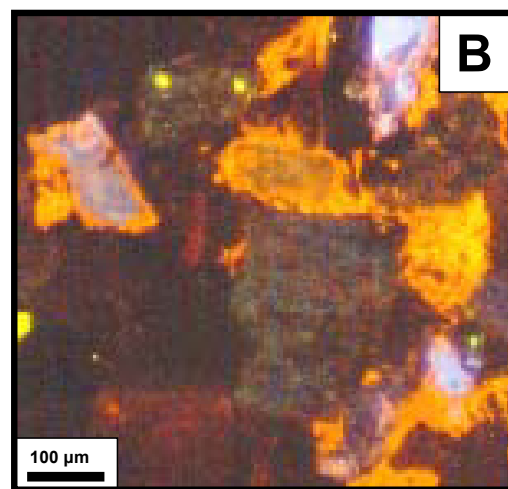
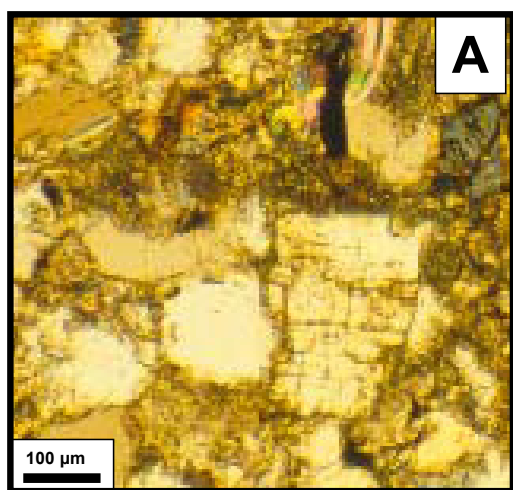


**Figura 16.3.1.** Plagioclase de la Fm. Mora parcialmente reemplazada por calcita (A), vista con nícoles paralelos en el microscopio petrográfico, (B) en CL es no luminiscente, (C) presenta una composición química en Ab muy pura.

plagioclasa con luminiscencia verde (Fig. 16.3.5-E y F) o completamente verdes (Fig. 16.3.6). En la Figura 16.3.7 se muestra la composición química de los feldespatos y plagioclasas que presentan distintos colores de luminiscencia. Se puede observar que los feldespatos-K tienen una luminiscencia azul y que la plagioclasa con luminiscencia verde tiene un mayor contenido en anortita. La plagioclasa no luminiscente presenta un valor alto de albita, pero sin llegar a tener una composición pura.

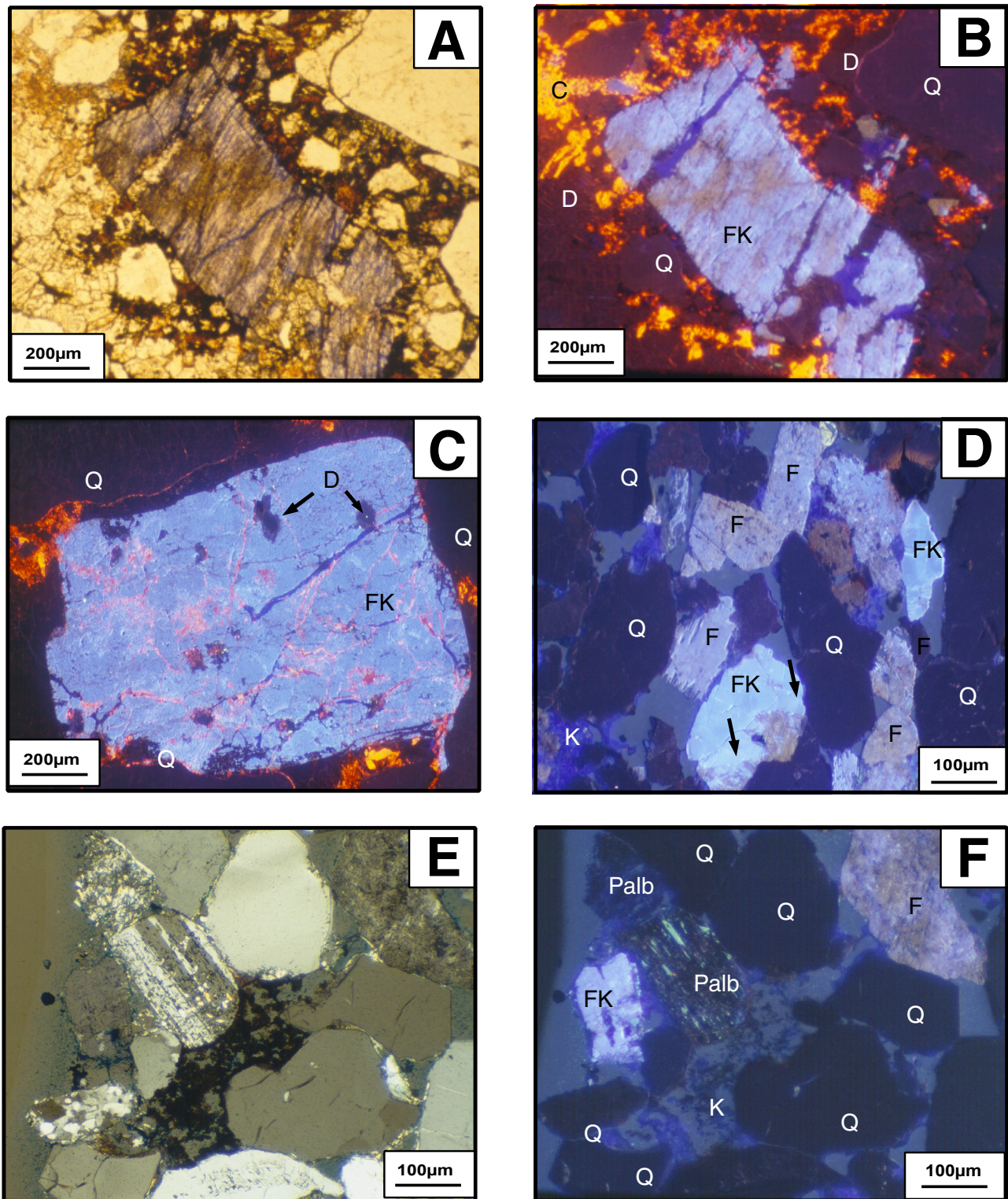


**Figura 16.3.2.** Plagioclasa (P) con luminiscencia amarillo-verdosa junto a otra no luminiscente (Fm. Mora).



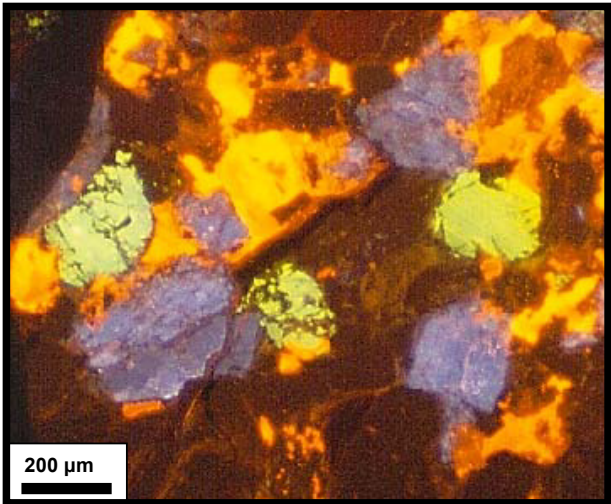
**Figura 16.3.4.** Plagioclasa de la Fm. Castellar (A) de aspecto idiomorfo vista con nículos paralelos en el microscopio petrográfico, (B) en CL es no luminiscente, (C) presenta una composición química con predominio en Ab.



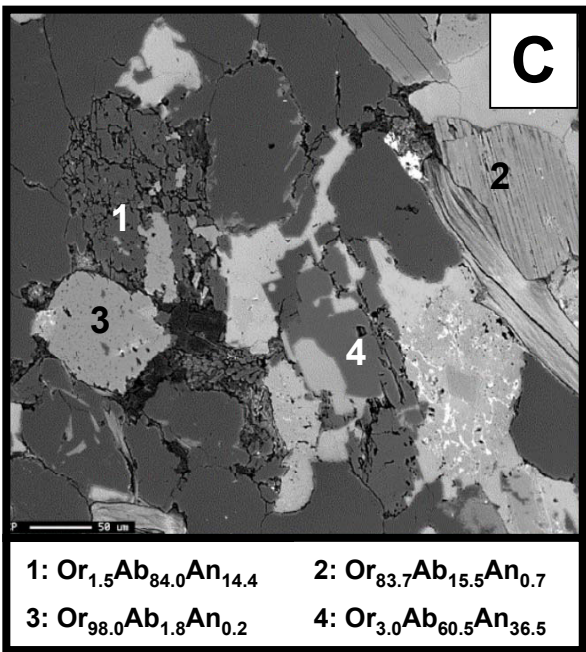
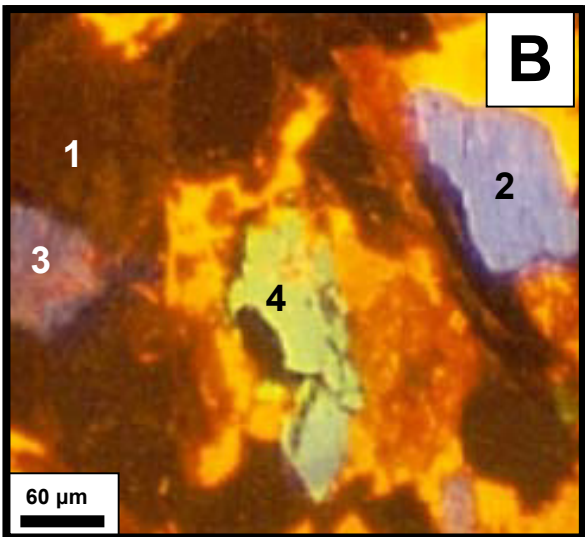
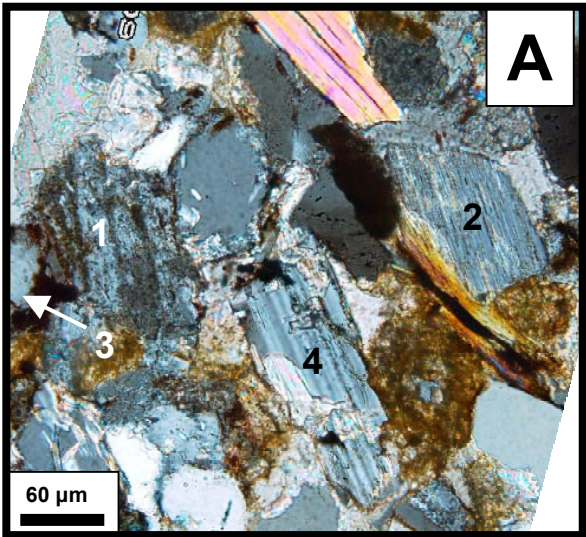


**Figura 16.3.5.** Imágenes con microscopio y con cátodoluminiscencia de los feldspatos de la Fm. Camarillas: (A) y (B) Feldespato potásico detrítico con color de luminiscencia azul brillante (nícoles semicruzados y con CL, respectivamente). (C) Feldespato potásico azul brillante parcialmente reemplazado por dolomita. (D) Feldspatos potásicos parcialmente albitizados que muestran un color de luminiscencia azul más mate en los bordes (ver flechas) y en ocasiones todo el grano es de color azul mate. (E) y (F) Plagioclasa albitizada con maclado polisintético no luminiscente y que presenta relictos de la plagioclasa detrítica, de color verde (nícoles paralelos en la foto E y con CL en la foto F). Q: Cuarzo; FK: Feldespato potásico detrítico; C: Calcita; D: Dolomita; K: Caolinita; F: Feldespato albitizado; Palb: Plagioclasa albitizada.





**Figura 16.3.6.** Plagioclase con luminiscencia verde en las areniscas de la Fm. Camarillas.

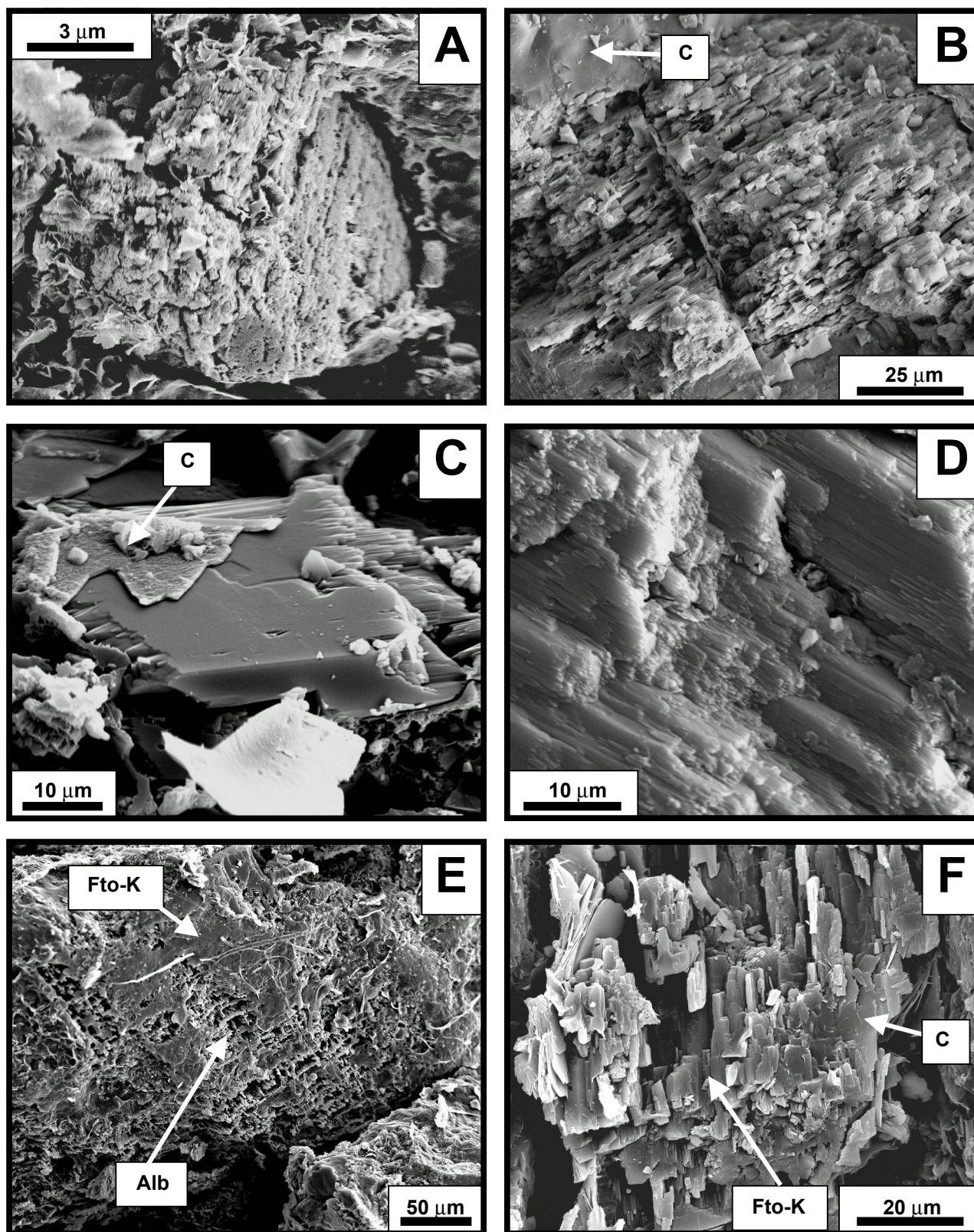


**Figura 16.3.7.** Imágenes de microscopio petrográfico, CL y BSE de los feldspatos-K y plagioclasas de la Fm. Camarillas: (A) Vista con nícoles paralelos en el microscopio petrográfico de varios tipos de feldspatos, (B) en CL aparecen dos feldspatos con luminiscencia azul, una plagioclase no luminiscente y otra luminiscente verde, (C) observar las variaciones en la composición química con el color de luminiscencia.

En vista de que aparecen distintos tipos de feldespatos en las areniscas estudiadas y para observar sus relaciones texturales y sus posibles alteraciones, se han observado las características que presentan estos en el MEB. Las albitas de la **Fm. Mora** se caracterizan por presentar una gran microporosidad en su superficie (Fig. 16.4.1-A) y estar formadas por pequeños cristales prismáticos alargados (Fig. 16.4.1-B). Las plagioclasas de la **Fm. Castellar**, tienen aspecto idiomorfo y no suelen tener microporosidad, sino una superficie

bastante limpia (Fig. 16.4.1-C). En ocasiones, se puede observar como alguna plagioclasea está formada por los pequeños cristales prismáticos y alargados, como los que han sido descritos en la **Fm. Mora** (Fig. 16.4.1-D). En las areniscas de la **Fm. Camarillas**, sólo se han podido observar feldespatos-K que pueden presentar parches de composición más albitica y gran microporosidad (Fig. 16.4.1-E), normalmente reemplazados por carbonatos (Fig. 16.4.1-F).





**Figura 16.4.1.** Características al microscopio electrónico de barrido (MEB) de los feldspatos de las areniscas estudiadas: (A) Aspecto de un grano de albita de la Fm. Mora, (B) Detalle de un grano de la albita parcialmente carbonatado y que presenta gran microporosidad y que esta formado por pequeños cristales prismáticos alargados (Fm. Mora), (C) Plagioclasea de la Fm. Castellar de aspecto idiomorfo, con la superficie muy limpia y parcialmente carbonatada, (D) Detalle de una plagioclasea de la Fm. Castellar formada por pequeños cristales y con una composición pura de albita (el contenido en Ca y K es subordinado), (E) Feldespato-K de la Fm. Camarillas en el que se observan unas zonas con elevada microporosidad que presentan una composición más albitica, (F) Detalle de uno de los feldespato-K parcialmente carbonatado (Fm. Camarillas). C: Calcita; Fto-K: Feldespato-K; Alb: Albita.

## 17.- Evolución de la porosidad

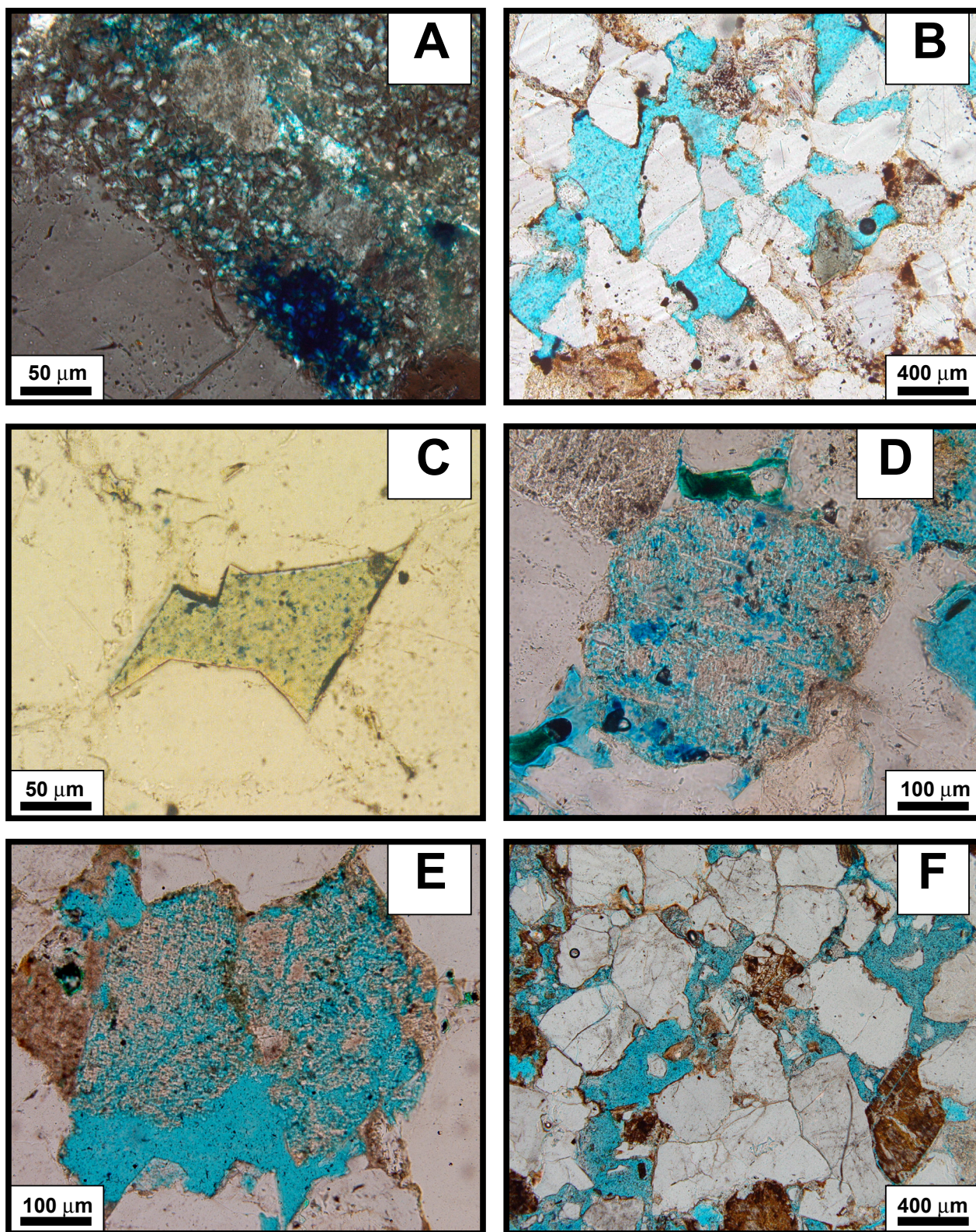
### 17.1.- Porosidad primaria y secundaria

Las areniscas de la **Fm. Mora** tienen valores máximos de porosidad total de hasta 11,3%. Este valor engloba tanto porosidad primaria, como secundaria. La porosidad primaria es muy escasa en estas areniscas, sólo ha sido cuantificada mediante análisis modal en dos de las once muestras seleccionadas, y se caracteriza por ser de tipo intergranular (el valor estimado en estas dos muestras es de 3,6 y 6,1%). La porosidad secundaria también es relativamente escasa, al igual que la primaria. Se caracteriza por el predominio de porosidad de tipo intragranular en caolín (Fig. 17.1.1-A; hasta un 2,5%) y agrandada, formada por la disolución de granos del esqueleto, parches de matriz y/o cemento (Fig. 17.1.1-B; hasta un 5,5%; Tabla 10.1). Para describir los tipos de porosidad secundaria, se han seguido los tipos definidos y los criterios de reconocimiento, propuestos por Schmidt y McDonald (1979).

Las areniscas de la **Fm. Castellar** no presentan porosidad cuantificable mediante análisis modal en lámina delgada Tabla 10. 2.

En la **Fm. Camarillas**, no se han observado diferencias significativas en cuanto a porosidad total, entre las areniscas de las distintas subcuencas. Los valores máximos de porosidad total, obtenidos mediante análisis modal, son de 8,9% en la *subcuenca de Penyagolosa*, 11,1% en la *Galve* y 10,1% en la de *Aliaga*. Estos valores de porosidades totales agrupan, tanto porosidad primaria como secundaria. La porosidad primaria es de tipo intergranular, queda preservada entre los cuarzos con sobrecrecimientos y tiene valores bajos y comparables entre las tres subcuencas (Fig. 17.1.1-C; <3,3% en *Penyagolosa*, <3,7% en *Galve* y <4,3% en *Aliaga*). En cuanto a la porosidad secundaria, está caracterizada por ser de tipo intragranular en feldespatos (Fig. 17.1.1-D; hasta un máximo de 8,8% en la *subcuenca de Penyagolosa*). En ocasiones, puede llegar a ser de tipo móldica por disolución casi completa del grano, quedando delimitada por la morfología típica de su precursor disuelto (Fig. 17.1.1-E). Otros tipos de porosidad secundaria frecuentes son la intragranular en caolín (máximo de 9,2% en la *subcuenca de Galve*), la agrandada (Fig. 17.1.1-F; hasta un máximo de 7% en la *subcuenca de Penyagolosa*) y en menor cantidad, la porosidad de tipo alargada (hasta un 1,8%; Tablas 10.3, 10.4 y 10.5).





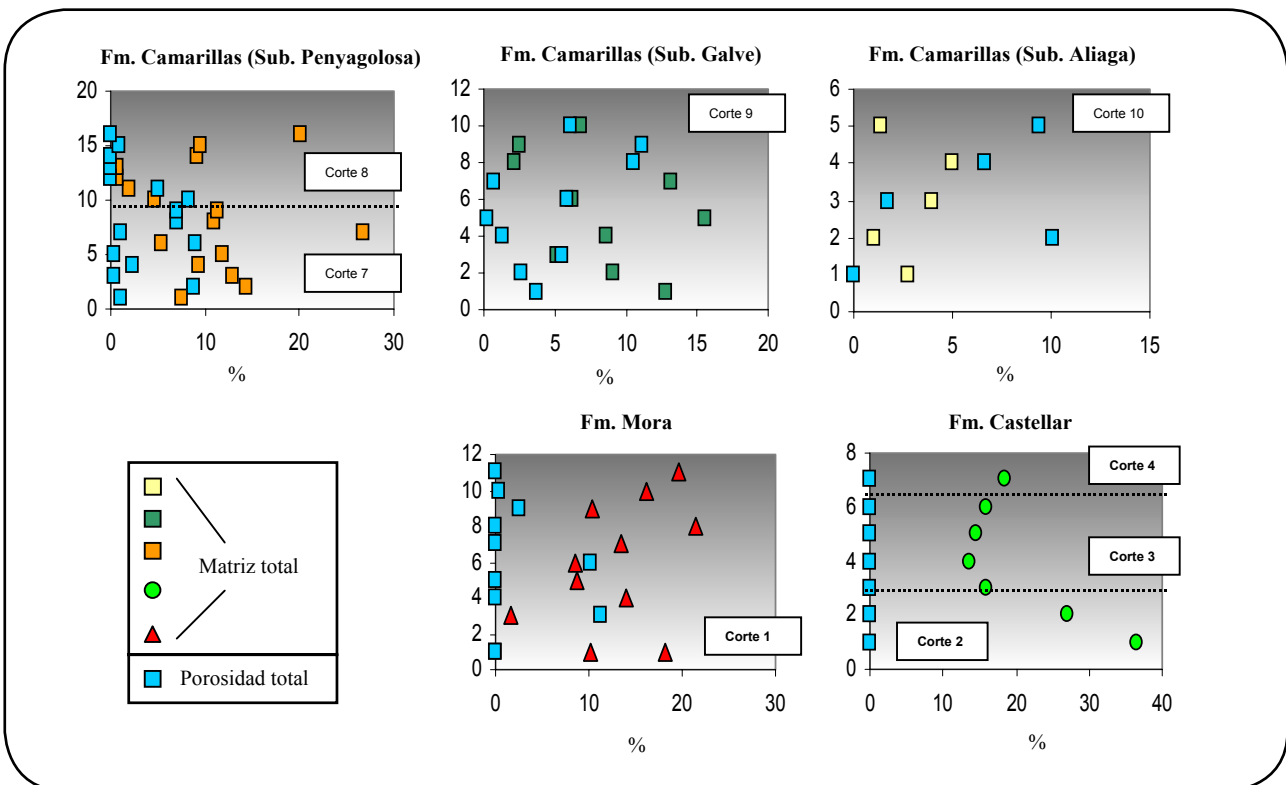
**Figura 17.1.1.** Fotografías de microscopio petrográfico mostrando los tipos de porosidad estudiados en areniscas: (A) Porosidad intragranular en caolín (Fm. Mora), (B) La de tipo agrandada se caracteriza por un tamaño mayor que el de los granos adyacentes (Fm. Mora), (C) Intergranular (Fm. Camarillas), (D) Porosidad secundaria de tipo intragranular en feldespatos (Fm. Camarillas), (E) En ocasiones, por disolución casi completa de un grano del esqueleto existe porosidad secundaria de tipo móldica (Fm. Camarillas), (F) Móldica y agrandada por disolución de granos del esqueleto, matriz y/o cemento (Fm. Camarillas).



## 17.2.- Distribución de la porosidad frente a la profundidad

En cuanto a la distribución de la porosidad total en las areniscas de cada formación con respecto a la profundidad “relativa”, se ha observado que tanto en la **Fm. Mora** como en **Camarillas** la porosidad se distribuye de forma irregular y no presenta ninguna tendencia de aumento o disminución en la vertical. Esta distribución

irregular parece estar relacionada con la mayor o menor presencia de matriz en cada arenisca (Fig. 17.2.1). Por lo tanto, cuanto mayor es el contenido en matriz, menor tiende a ser la porosidad total que tiene la arenisca, aunque también habría que tener en cuenta otros factores como la presencia de cementos carbonáticos.

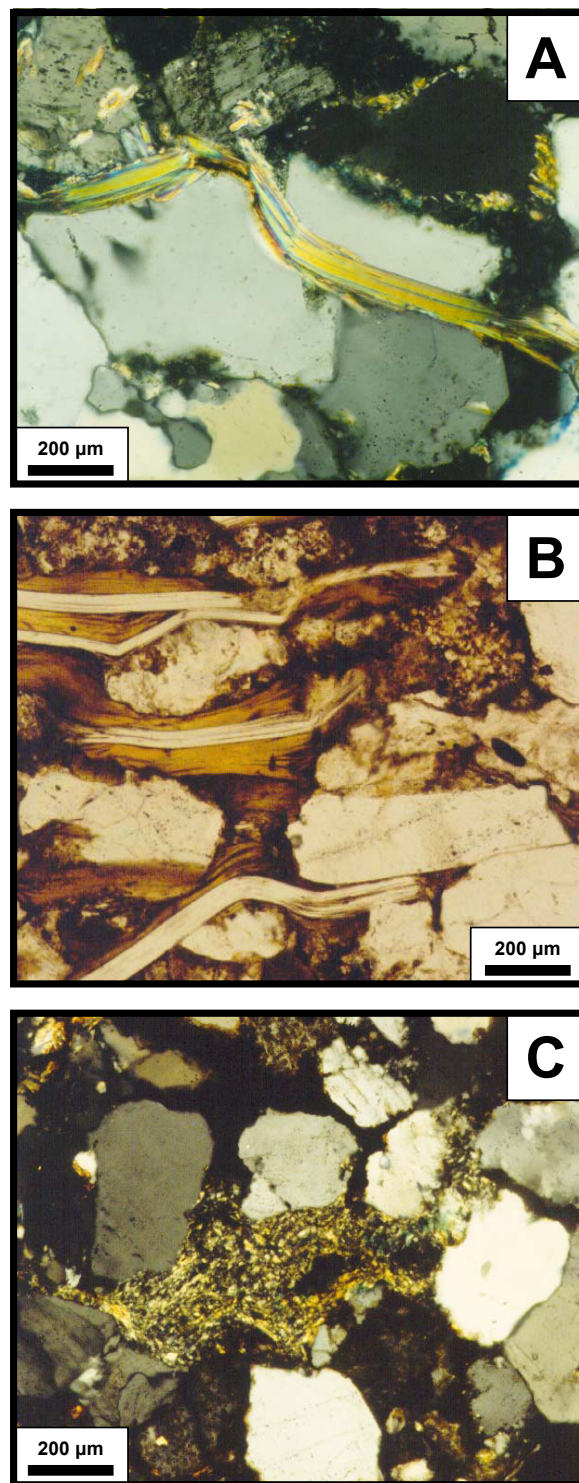


**Figura 17.2.1.** Diagramas binarios donde se representa la porosidad total respecto de la profundidad relativa de cada muestra, en cada uno de los cortes; además se ha incluido el contenido total de matriz para cada muestra. La escala del eje vertical refleja la distribución de las muestras en la vertical dentro de cada formación y corte estudiados.

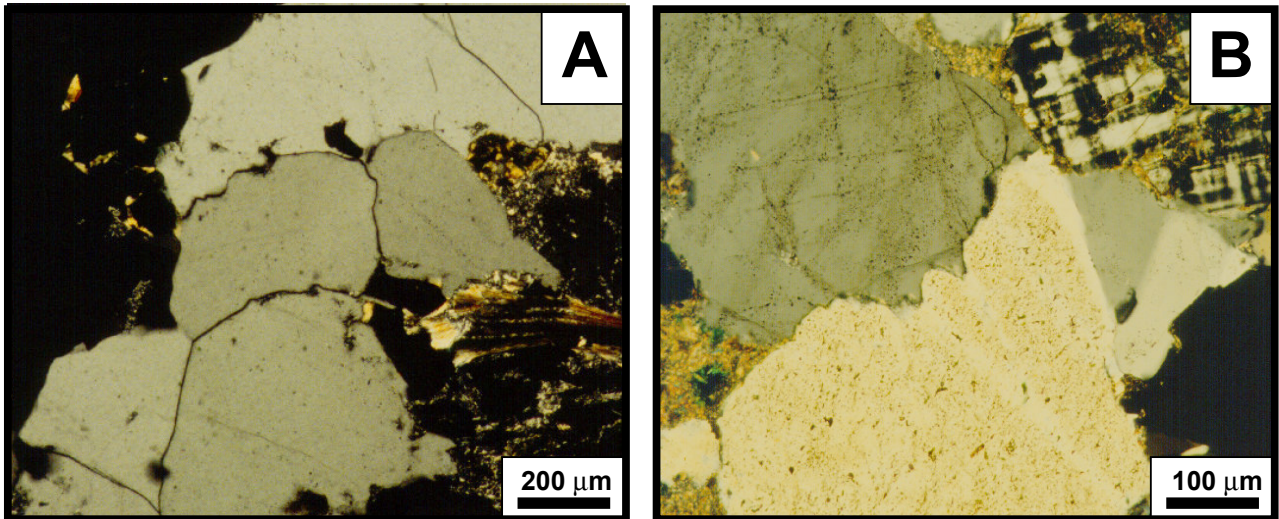
### 17.3.- Compactación mecánica y química

La compactación es muy evidente en todas las areniscas estudiadas. El proceso de la compactación está producido tanto por fenómenos mecánicos, como químicos. La compactación mecánica causa la deformación y rotura de los fragmentos más lábiles como las micas y los cantos blandos arcillosos (Fig. 17.3.1-A, B y C).

Además del proceso de compactación mecánica, la compactación química es también muy importante, ya que en las areniscas de las formaciones **Mora** y **Castellar** son frecuentes los contactos entre los granos de cuarzo largos y cóncavo-convexos (Fig. 17.3.2-A). Y en las areniscas de la **Fm. Camarillas** pueden llegar a ser hasta estilolíticos (Fig. 17.3.2-B), lo que indica que se produjo una importante disolución por presión.



**Figura 17.3.1.** Varios aspectos de la compactación mecánica en las areniscas: (A) Deformación de moscovita (Fm. Mora), (B) Deformación de moscovitas y biotitas (Fm. Castellar), (C) La deformación de un canto blando arcilloso provoca la formación de pseudomatrix (Fm. Castellar).



**Figura 17.3.2.** Evidencia de la compactación química en las areniscas: (A) Desarrollo de contactos largos a cóncavo-convexos entre los granos de cuarzo del esqueleto, (B) Contacto cóncavo-convexos y ocasionalmente estilolíticos debidos a procesos de disolución por presión.

### 17.4.- Compactación frente a cementación

Para estudiar la evolución de la porosidad y comprobar cuál ha sido el efecto más influyente sobre su pérdida, se ha empleado el método propuesto por Lundegard (1992), donde se representa la “porosidad original perdida por compactación” frente a la “porosidad original perdida por cementación” en %, para areniscas con volúmenes intergranulares (IGV)  $\leq 40\%$ . El IGV es el espacio entre los granos del esqueleto y, por lo tanto, podría considerarse como un equivalente de la “porosidad pre-cemento”.

Los índices de pérdida de porosidad se han calculado utilizando el COPL, índice de pérdida de porosidad por compactación (*Compactional porosity loss*; Lundegard, 1992) y el CEPL, índice de pérdida de porosidad por cementación, (*Cementational porosity loss*; Lundegard, 1992; Fig. 17.4.1; Tablas 17.1, 17.2 y 17.3).

$$\text{COPL} = P_i - \frac{(100 - P_i) * P_{mc}}{(100 - P_{mc})}$$

$$\text{CEPL} = (P_i - \text{COPL}) * \frac{C}{P_{mc}}$$

$$\text{ICOMPACT} = \frac{\text{COPL}}{(\text{COPL} - \text{CEPL})}$$

**Figura 17.4.1.** Formulas para calcular el índice de pérdida de porosidad por compactación (COPL), el índice de pérdida de porosidad por cementación (CEPL) y el índice de compactación (ICOMPACT, Lundegard, 1992).  $P_i$ : porosidad inicial;  $P_{mc}$ : volumen intergranular (cemento + porosidad primaria remanente); C: cemento.

**Tabla 17.1.** Índices de pérdida de porosidad por compactación (COPL), por cementación (CEPL), índice de compactación (ICOMPACT) y volumen intergranular (IGV) para las areniscas de la Fm. Mora.

Fm. Mora				
Muestra:	IGV	COPL	CEPL	ICOMPACT
MR.Mo.11	0.3	39.8	0.2	1.0
MR.Mo.10	0.3	39.6	0.4	1.0
MR.Mo.9	0.6	38.0	2.0	1.0
MR.Mo.8	2.0	38.8	1.2	1.0
MR.Mo.7	0.7	39.6	0.4	1.0
MR.Mo.6	23.0	21.0	11.5	0.6
MR.Mo.4	3.0	38.1	1.9	1.0
MR.Mo.3	11.2	32.4	7.6	0.8
MR.Mo.2'	21.6	23.5	9.6	0.7
MR.Mo.2	2.0	38.8	1.2	1.0
MR.Mo.1	3.5	37.8	2.2	0.9
<i>media</i>	6.2	35.2	3.5	0.9

**Tabla 17.2.** Índices de pérdida de porosidad por compactación (COPL), por cementación (CEPL), índice de compactación (ICOMPACT) y volumen intergranular (IGV) para las areniscas de la Fm. Castellar.

<b>Fm. Castellar</b>				
<b>Muestra:</b>	<b>IGV</b>	<b>COPL</b>	<b>CEPL</b>	<b>ICOMPACT</b>
V.Cs.2	0.0	40.0	-	-
CA.Cs.4	0.3	39.8	0.2	1.0
CA.Cs.3	1.5	39.1	0.9	1.0
CA.Cs.2	0.0	40.0	-	-
CA.Cs.1	0.7	39.6	0.4	1.0
MR.Cs.3	1.7	39.0	1.0	1.0
MR.Cs.1	2.4	38.5	1.5	1.0
<i>media</i>	<i>0.9</i>	<i>39.4</i>	<i>0.6</i>	<i>0.7</i>

**Tabla 17.3.** Índices de pérdida de porosidad por compactación (COPL), por cementación (CEPL), índice de compactación (ICOMPACT) y volumen intergranular (IGV) para las areniscas de la Fm. Camarillas.

<b>Fm. Camarillas (Subcuenca Penyagolosa)</b>				
<b>Muestra:</b>	<b>IGV</b>	<b>COPL</b>	<b>CEPL</b>	<b>ICOMPACT</b>
MR.Cm.1	5.7	36.4	3.0	0.9
MR.Cm.3	0.3	39.8	0.2	1.0
MR.Cm.5	2.3	38.6	1.2	1.0
MR.Cm.6	4.8	37.0	1.5	1.0
MR.Cm.7	1.3	39.2	0.6	1.0
MR.Cm.10	9.1	34.0	0.9	1.0
MR.Cm.18	2.3	38.6	0.8	1.0
MR.Cm.19	7.7	35.0	2.3	0.9
MR.Cm.23	10.4	33.0	2.3	0.9
MR.Cm.24	17.8	27.0	9.1	0.7
MR.Cm.28	35.6	6.8	33.2	0.2
MR.Cm.29	28.3	16.3	23.7	0.4
MR.Cm.30	20.3	24.7	11.5	0.7
PÑ.Cm.2	2.0	38.8	1.2	1.0
PÑ.Cm.3	3.3	38.0	2.0	0.9
PÑ.Cm.6	0.0	40.0	-	-
<i>media</i>	<i>9.4</i>	<i>32.7</i>	<i>5.9</i>	<i>0.8</i>

<b>Fm. Camarillas (Subcuenca Galve)</b>				
<b>Muestra:</b>	<b>IGV</b>	<b>COPL</b>	<b>CEPL</b>	<b>ICOMPACT</b>
M.Cm.14	8.7	34.2	4.5	0.9
M.Cm.13	13.0	31.0	5.4	0.9
M.Cm.12	7.6	35.1	4.1	0.9
M.Cm.11	3.2	38.0	1.5	1.0
M.Cm.9	12.2	31.7	6.7	0.8
M.Cm.8	16.8	27.9	12.1	0.7
M.Cm.6	9.6	33.6	6.4	0.8
M.Cm.5	8.9	34.1	4.5	0.9
M.Cm.2	15.2	29.2	10.5	0.7
M.Cm.1	12.1	31.7	7.9	0.8
<i>media</i>	<i>10.7</i>	<i>32.7</i>	<i>6.4</i>	<i>0.8</i>

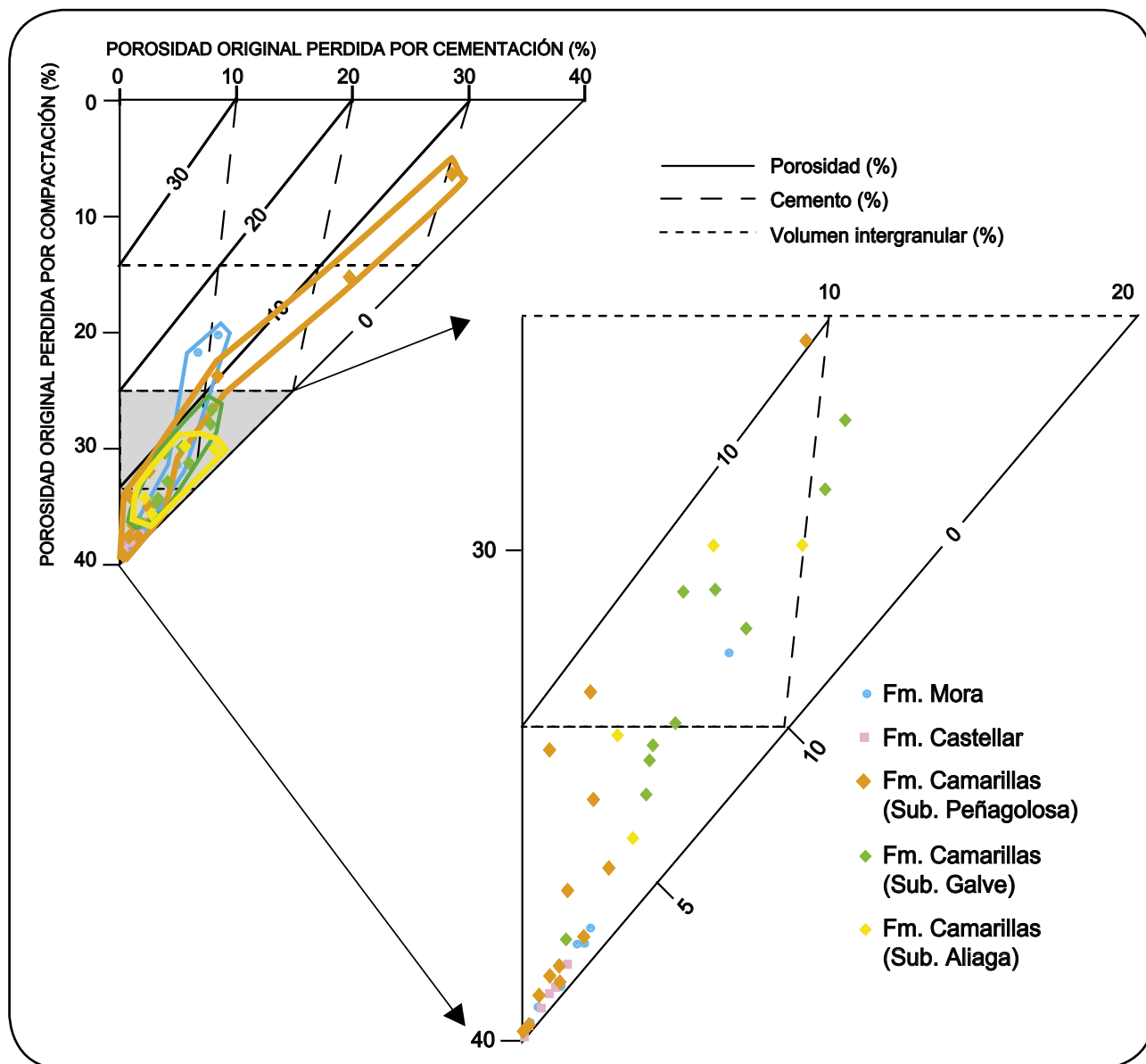
  

<b>Fm. Camarillas (Subcuenca Aliaga)</b>				
<b>Muestra:</b>	<b>IGV</b>	<b>COPL</b>	<b>CEPL</b>	<b>ICOMPACT</b>
AB.Cm.7	14.6	29.7	6.4	0.8
AB.Cm.5	6.4	35.9	3.9	0.9
AB.Cm.4	14.5	29.8	10.0	0.7
AB.Cm.3	9.3	33.9	3.2	0.9
AB.Cm.2	-	-	-	-
<i>media</i>	<i>9.0</i>	<i>25.9</i>	<i>4.7</i>	<i>0.7</i>

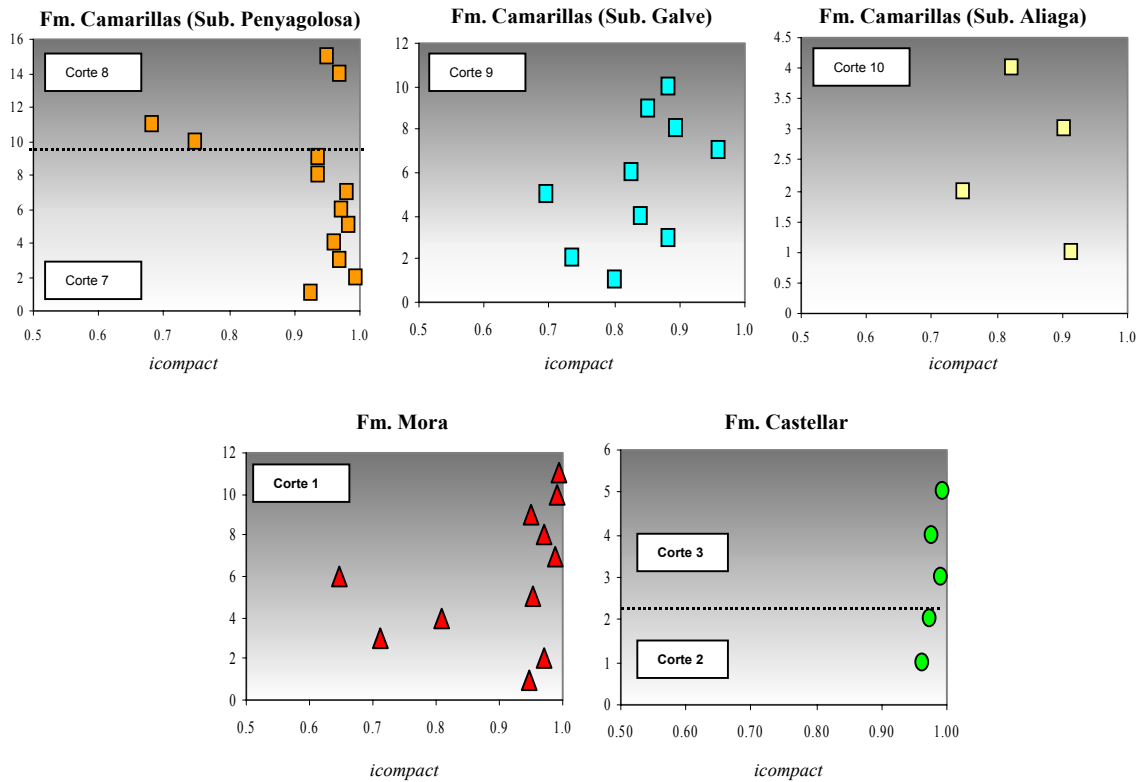


Además, la representación de los datos en el diagrama de Lundegard, revela que para las areniscas de las tres formaciones estudiadas (**Mora**, **Castellar** y **Camarillas**), la compactación fue el agente más importante en la destrucción de la porosidad y que la cementación fue un proceso mucho menos importante (Fig. 17.4.2). Como excepción se puede señalar que dos muestras de la **Fm. Camarillas**, de la *subcuenca de Penyagolosa*, perdieron la porosidad principalmente por cementación, lo que estaría ligado a la distribución irregular del cemento carbonático en estas areniscas.

En las Tablas 17.1, 17.2 y 17.3 se comprueba que los índices de compactación son claramente más altos que los de cementación. El índice de compactación, ICOMPACT, presenta valores próximos a 1 cuando la compactación predomina sobre la cementación y valores inferiores a 1 si sucede lo contrario, predominio de la cementación. La representación de este índice frente a la profundidad “relativa” de cada muestra (Fig. 17.4.3) indica, al igual que el diagrama de Lundegard, que la mayoría de las areniscas estudiadas han perdido su porosidad por compactación. Las areniscas de **Mora** y



**Figura 17.4.2.** Diagrama de Lundegard (1992) donde se representa la evolución de la porosidad respecto a la pérdida por compactación y cementación.



**Figura 17.4.3.** Representación del índice de compactación (ICOMPACT) frente a la profundidad “relativa” de cada muestra. La escala del eje vertical refleja la distribución de las muestras en la vertical dentro de cada formación y corte estudiados.

**Camarillas**, en la *subcuenca de Penyalgosa*, ocasionalmente, presentan una mayor cementación. Las areniscas de **Camarillas** en las *subcuencas de Galve y Aliaga*, son las

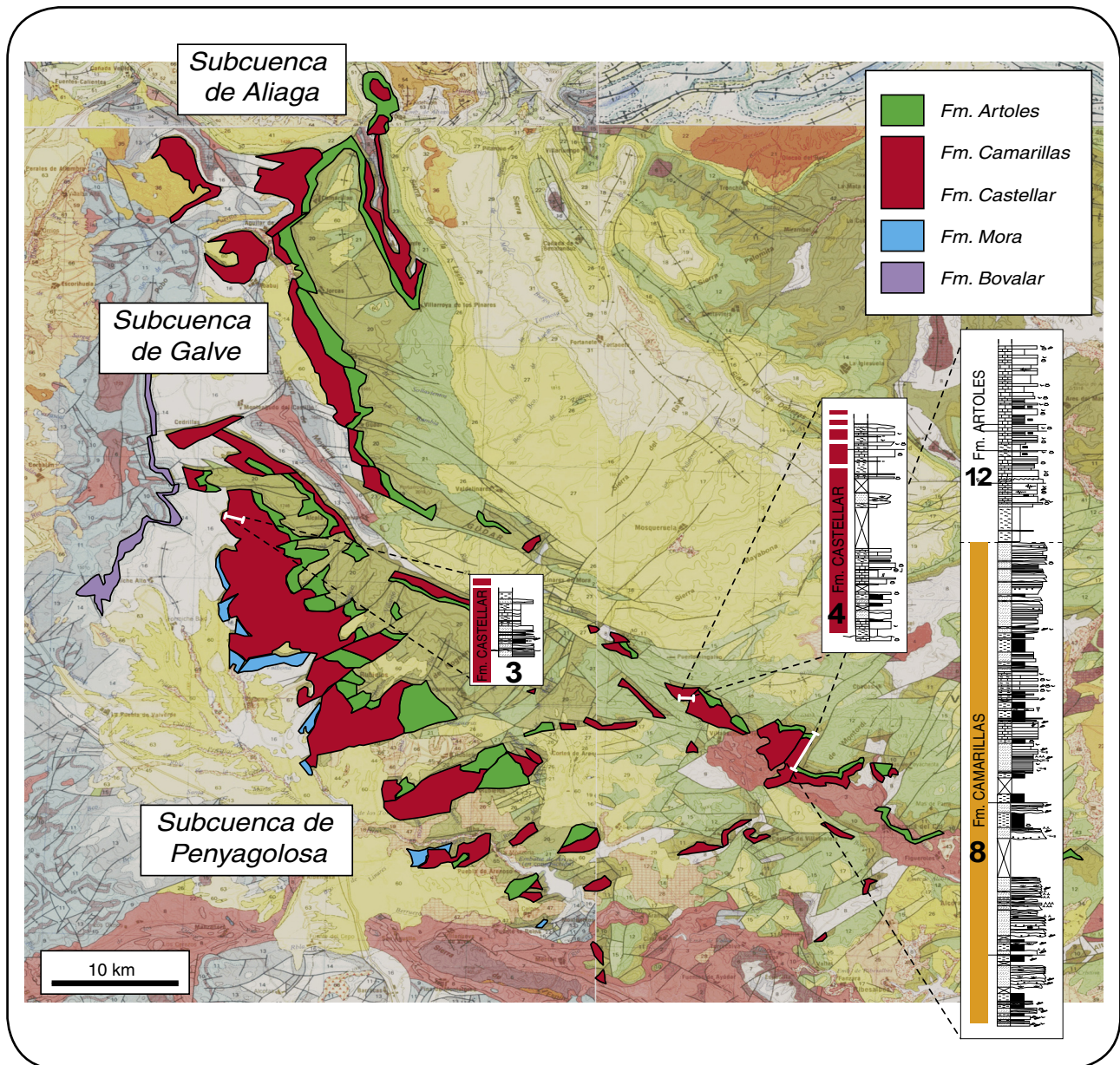
que muestran una tendencia hacia una mayor cementación, aunque con valores irregulares, sin mostrar una pauta definida respecto a la profundidad (Fig. 17.4.3).

## 18.- Modelo térmico y de enterramiento (subcuenca de Penyalgosa)

La modelización de la evolución térmica de la *subcuenca de Penyalgosa* ha integrado los datos de paleotemperaturas obtenidas mediante la reflectancia de la vitrinita y la historia de enterramiento de la cuenca.

### 18.1.- Reflectancia de la vitrinita

Respecto a los datos de paleotemperaturas, la reflectancia de la vitrinita ( $R_o$ ) es el parámetro más utilizado en cuencas con sedimentos de tipo continental. El incremento de  $R_o$  se considera directamente proporcional al incremento de la temperatura con el enterramiento y al tiempo de exposición a esta (Waples, 1980). En las



**Figura 18.1.1.** Mapa geológico a escala 1/200.000 (n°41-Tortosa; IGME, 1981; n°47-Teruel; IGME, 1985; n°48-Vinaròs; IGME, 1985; n°40-Daroca; IGME, 1991) con las columnas estratigráficas de los cortes de la subcuenca de Penyalgosa donde se han tomado las muestras para medir la reflectancia de la vitrinita.

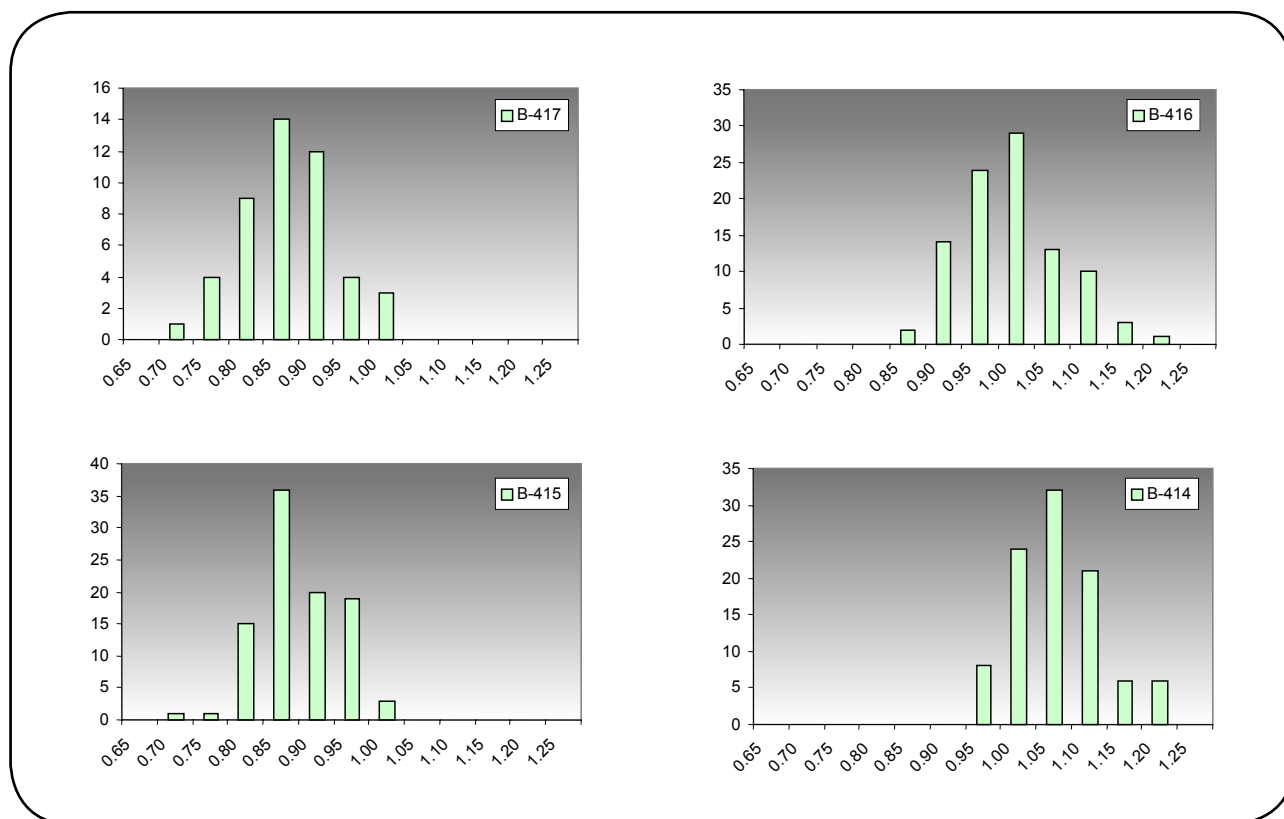


Figura 18.1.2. Histogramas de las medidas de  $R_o$  realizadas en las vitrinitas de la Fm. Castellar.

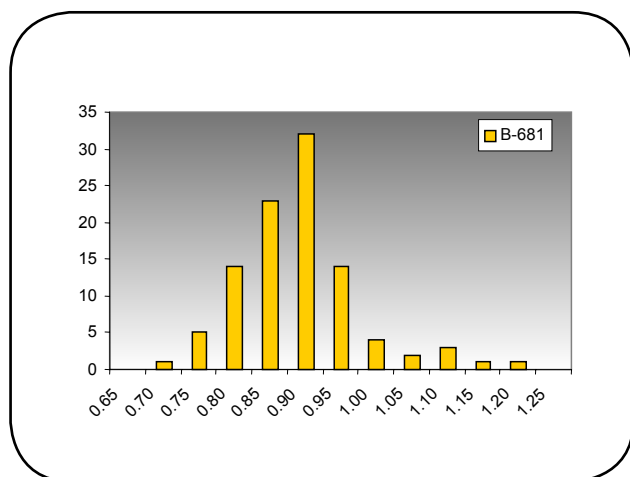


Figura 18.1.3. Histograma de las medidas de  $R_o$  realizadas en la Fm. Camarillas.

formaciones estudiadas se ha podido medir el valor de  $R_o$  en varias muestras de lutitas, que presentaban un alto contenido en materia orgánica. Estas muestras están localizadas en varios afloramientos dentro de la *subcuenca de Penyagolosa* (Fig. 18.2.1). Los datos obtenidos presentan una distribución unimodal y una baja dispersión de valores, respecto a la moda (Fig. 18.2.2 y 18.2.3). Los valores medios de reflectancia de la vitrinita están comprendidos entre 0,82 y 0,98 para las formaciones **Castellar** y **Camarillas** (Tabla 18.1), lo que equivale a temperaturas de enterramiento entre 119 a 134°C y temperaturas hidrotermales entre 125 y 150°C, según Barker y Pawlewicz (1994). Estos autores proponen dos ecuaciones para calcular la temperatura a partir de  $R_o$ . La primera se debe aplicar cuando la vitrinita maduró por enterramiento y la segunda si han intervenido fluidos hidrotermales. El cálculo de la temperatura difiere ligeramente según la ecuación aplicada y, por esta razón, en la Tabla 18.1 se han incluido ambas.

**Tabla 18.1.** Resumen de los valores mínimos, máximos y medios de la reflectancia de la vitrinita (Ro) en las formaciones de Castellar y Camarillas, subcuenca de Penyagolosa (PG) y su equivalencia en temperatura (°C), según las ecuaciones para el enterramiento o el hidrotermalismo de Barker y Pawlewicz (1994).

<b>Subcuenca</b>	<b>PG</b>	<b>PG</b>	<b>PG</b>	<b>PG</b>	<b>PG</b>
<b>Fm.</b>	<b>Castellar</b>	<b>Castellar</b>	<b>Castellar</b>	<b>Castellar</b>	<b>Camarillas</b>
<b>Corte (nº)</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>8</b>
<b>Muestra</b>	<b>B-417</b>	<b>B-413</b>	<b>B-415</b>	<b>B-414</b>	<b>B-681</b>
<b>Ro min (%)</b>	0.70	0.82	0.68	0.85	0.65
<b>Ro max (%)</b>	1.00	1.16	0.97	1.15	1.14
<b>Ro media (%)</b>	<b>0.84</b>	<b>0.97</b>	<b>0.85</b>	<b>0.98</b>	<b>0.82</b>
<b>n</b>	47	97	97	97	100
<b>Desv. Estándar</b>	0.066	0.069	0.057	0.006	0.084
<b>Varianza</b>	0.004	0.005	0.003	0.001	0.007
<b>Tª enterramiento (°C)</b>	121-122	134	123	134	119-120
<b>Tª hidrotermalismo (°C)</b>	128-130	148	131	150	125-127



## 18.2.- Historia de enterramiento

Para obtener la historia de enterramiento de las unidades estratigráficas de la *subcuenca de Penyalgosa* se ha seguido el método de *back stripping*, el cual consiste en ir descompactando hacia atrás en el tiempo cada una de las unidades estratigráficas (Steckler y Watts, 1978; Sclater y Christie, 1980). Para ello es necesario conocer las formaciones, edades, litologías, densidades, porosidades en superficie, factores de compactación, erosión e hiatos (Fig. 18.2.1).

Se han utilizado para las distintas unidades consideradas las siguientes potencias actuales:

Pérmico superior: 120 m (sondeo Mirambel-1; Querol *et al.*, 1991).

Triásico: La potencia total considerada ha sido de 923 m que corresponden a:

-Buntsandstein: 168 m (sondeo Mirambel-1; Querol *et al.*, 1991).

-Muschelkalk inferior (M1): 91 m (sondeo Mirambel-1; Querol *et al.*, 1991).

-Muschelkalk medio (M2): 250 m, extrapolación entre los sondeos Mirambel-1 y Maestrazgo-2 (Querol *et al.*, 1991) y reducción del espesor

Escala cronoestratigráfica	Edad (Ma) (Hardenbol <i>et al.</i> , 1998)	Litología	Unidades litoestratigráficas	Secuencias de depósito (Salas <i>et al.</i> , 2001)
Albiense sup. - Cenomaniense inf.	E: 66.26 H: 33.88		Utrillas	(K2.1)
Albiense inf.- medio	101.22 106.88		Escucha	(K1.10)
Aptiense sup.			Villarroya	(K1.9)
Aptiense inferior	117.07 120.15		Xert + Forcall	(K1.8)
Barremiense			Camarillas + Artoles	(K1.4 a 1.7)
Hauteriviense	128.10 132.77		Castellar	(K1.3)
Titónico-Berriasiense	147.28		Bovalar	(J10)
Kimmeridgiense	H: 138.61 155.48		Polpís	(J9)
Oxfordiense	158.44 E: 210		Yátova	(J8)
Triásico			Keuper	
			Muschelkalk sup.	(M3)
			Muschelkalk med.	(M2)
			Muschelkalk inf.	(M1)
			Buntsandstein	
Pérmico sup.	248.2 255			

**Figura 18.2.1.** Esquema cronoestratigráfico para las unidades litoestratigráficas consideradas en el modelo de enterramiento. E: Comienzo de la erosión; H: Comienzo del hiato en la sedimentación.

mediante estimación, para corregir el acumulado halocinéticamente durante la compresión Alpina.  
-Muschelkalk superior (M3): 134 m (Mirambel-1; Querol *et al.*, 1991).

-Keuper: 280 m (Mirambel-1; Querol *et al.*, 1991).

Se ha estimado un periodo de erosión en base a las unidades que afloran en el Collado del Vidre, donde por encima del Keuper aparecen las calizas del Oxfordiense. El mínimo espesor erosionado ha sido estimado en unos 464 m (hoja nº592-Villahermosa del Río; IGME, 1981). Esta potencia total corresponde al espesor del Hettagiense-Carixiense (300 m), Domeriense-Toarciense (54 m) y Aalenense-Calloviense (90 m). Además, se ha considerado que este periodo de erosión, relacionado con el inicio del *rift* Jurásico superior-Cretácico inferior, habría erosionado la parte superior del Keuper, estimándose en unos 20 m (sondeo Mirambel-1; Querol *et al.*, 1991).

#### Jurásico:

-Oxfordiense (Fm. Yátova): 26 m (sondeo Maestrazgo-2; Querol *et al.*, 1991).

-Kimmeridgiense (Fm. Polpís + Ascla): 359 m (sondeo Maestrazgo-2; Querol *et al.*, 1991).

-Titónico-Berriasiense (Fm. Bovalar): 150 m (sondeo Mirambel-1; Querol *et al.*, 1991).

#### Cretácico:

-Hauteriviense (**Fm. Castellar**): 60 m, corte del “Barranco Juanela” a Mas Cremat (Rubio, 1997).

-Barremiense (**Fm. Camarillas + Artoles**): 240 m, corte del “Barranco Juanela” a Mas Cremat (Rubio, 1997).

-Aptiense inferior (Fm. Xert + Forcall): 260 m, corte de “Penyagolosa” (Salas *et al.*, 1991).

-Aptiense superior (Fm. Villarroya): 300 m, corte

de “Penyagolosa” (Salas *et al.*, 1991).

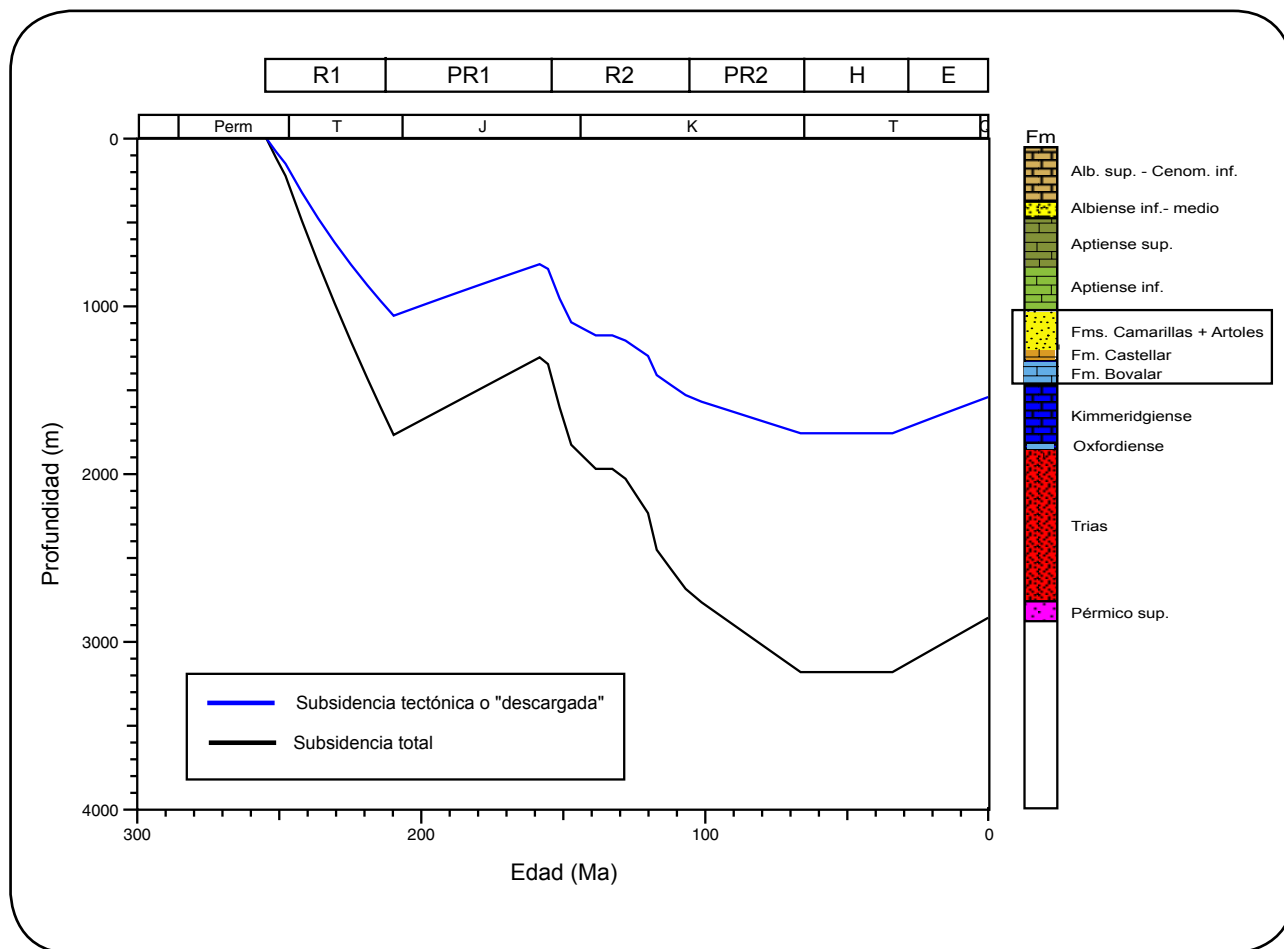
-Albiense inferior-medio (Fm. Escucha): 100 m, corte del “Remolcador” (hoja nº592-Villahermosa del Río; IGME, 1981).

-Albiense superior-Cenomaniense inferior (Fm. Utrillas): 330 m, mapa geológico, corte del “Remolcador” (hoja nº592-Villahermosa del Río; IGME, 1981).

La parte de inferior de las formaciones Utrillas y Escucha son erosivas y habría que tener en cuenta la potencia eliminada. Sin embargo, al ser medios continentales no ha sido posible estimar los metros que se habrían erosionado, además consideramos que no variaría sustancialmente el modelo.

Finalmente, se ha incluido un hiato en la sedimentación y un periodo de erosión en el Paleógeno-Neógeno de 325 m (Querol *et al.*, 1991) que corresponden a la potencia de las secuencias deposicionales del Cenomaniense superior-Turonense (K2.2) y Senonense (K2.3).

De esta forma, considerando estas potencias actuales de las unidades litoestratigráficas que aparecen en la *subcuenca de Penyagolosa*, se ha obtenido una curva de subsidencia total (por acumulado y descompactación) con un máximo de profundidad de más de 3000 m para los materiales del Pérmico superior y una subsidencia tectónica (o “descargada”, asumiendo una isostasia local de tipo aire) de unos 1800 m (Fig. 18.2.2). Se observan los dos periodos de erosión tenidos en cuenta, uno para el inicio del *rift* Jurásico superior-Cretácico inferior y otro para el Paleógeno-Neógeno. La curva de subsidencia tectónica permite diferenciar los periodos de *rift* y *post-rift* (Fig. 18.2.2) que han sido observados a partir de varios sondeos modelizados en la Cuenca del Maestrazgo (Salas *et al.*, 2001).



**Figura 18.2.2.** Curva de subsidencia total y tectónica de la subcuenca de Penyagolosa. Etapas de *rift* (R1 y R2) y post-*rift* (PR1 y PR2), según Salas *et al.* (2001). H: Comienzo del hiato en la sedimentación; E: Comienzo de la erosión.

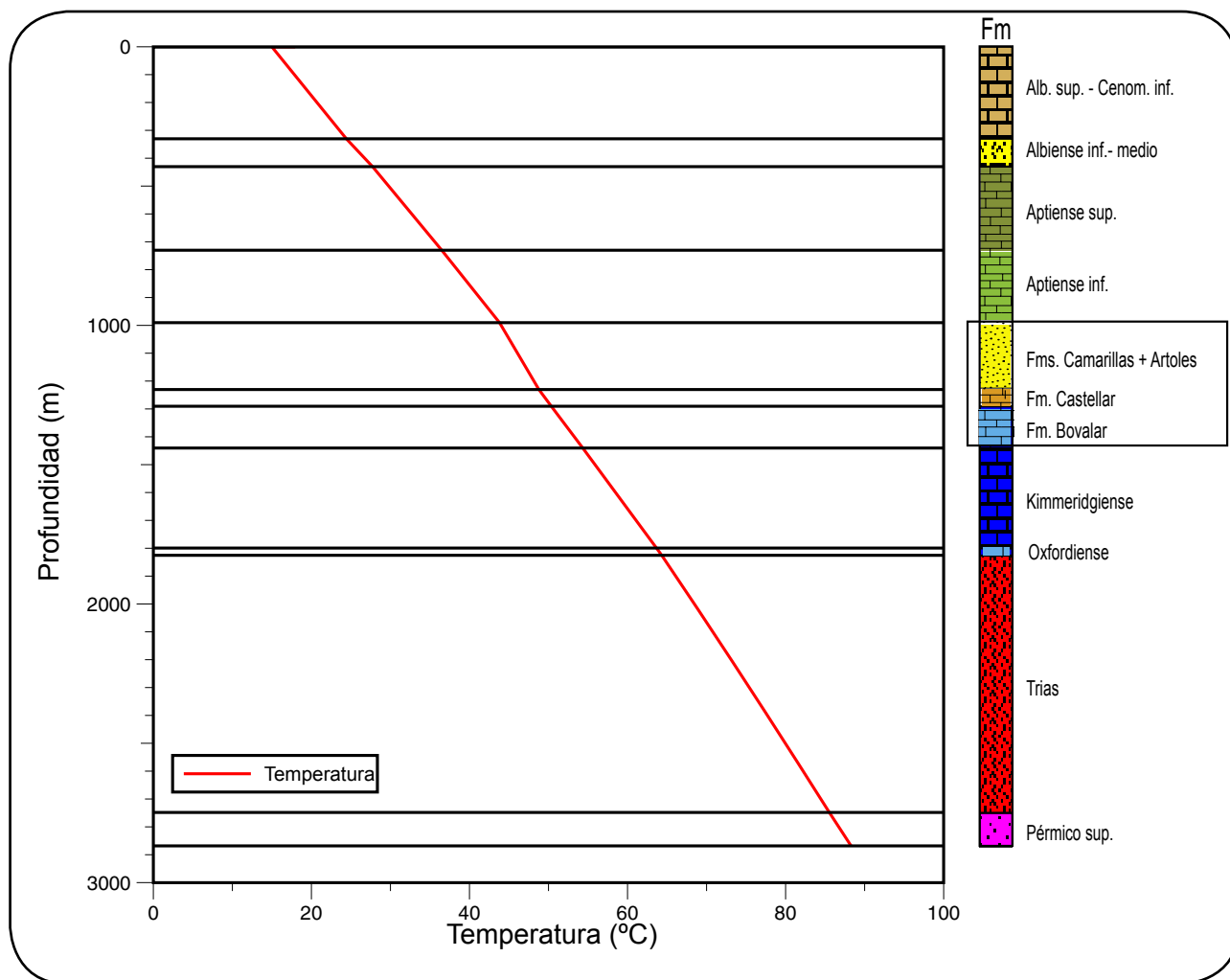
### 18.3.- Modelización térmica

En un modelo térmico, la temperatura a una determinada profundidad depende del flujo de calor en superficie y de una determinada conductividad térmica. La conductividad térmica es una función de la litología en aquellos casos en que la transferencia de calor se realiza mediante conducción. El fundamento teórico de la modelización térmica se basa en el modelo cinético TTI (índice de tiempo temperatura; Lopatin, 1971; Waples, 1985).

El modelo térmico se ha realizado en una dimensión, asumiendo los postulados de Lopatin (1971) y Waples (1980, 1984, 1985, 1994). De acuerdo con la evolución geológica de la Cuenca del Maestrazgo se han considerado las mismas condiciones de gradiente geotérmico que en el caso del modelo para la *subcuenca de Salzedella* (Permanyer *et al.*, 2000; Salas y Permanyer, 2003). De esta forma, se han utilizado dos gradientes geotérmicos distintos (Fig. 18.3.1), correspondientes a dos periodos: el primero, de 27°C/km para la fase inicial de rifting (Jurásico superior-Cretácico inferior) y el segundo, de 30°C/km para el final del *rift* y el inicio de la etapa de post-*rift* Albiense superior-Maastrichtiense (Permanyer *et al.*, 2000). Además, se ha considerado una temperatura en superficie de 15°C. En el modelo de la

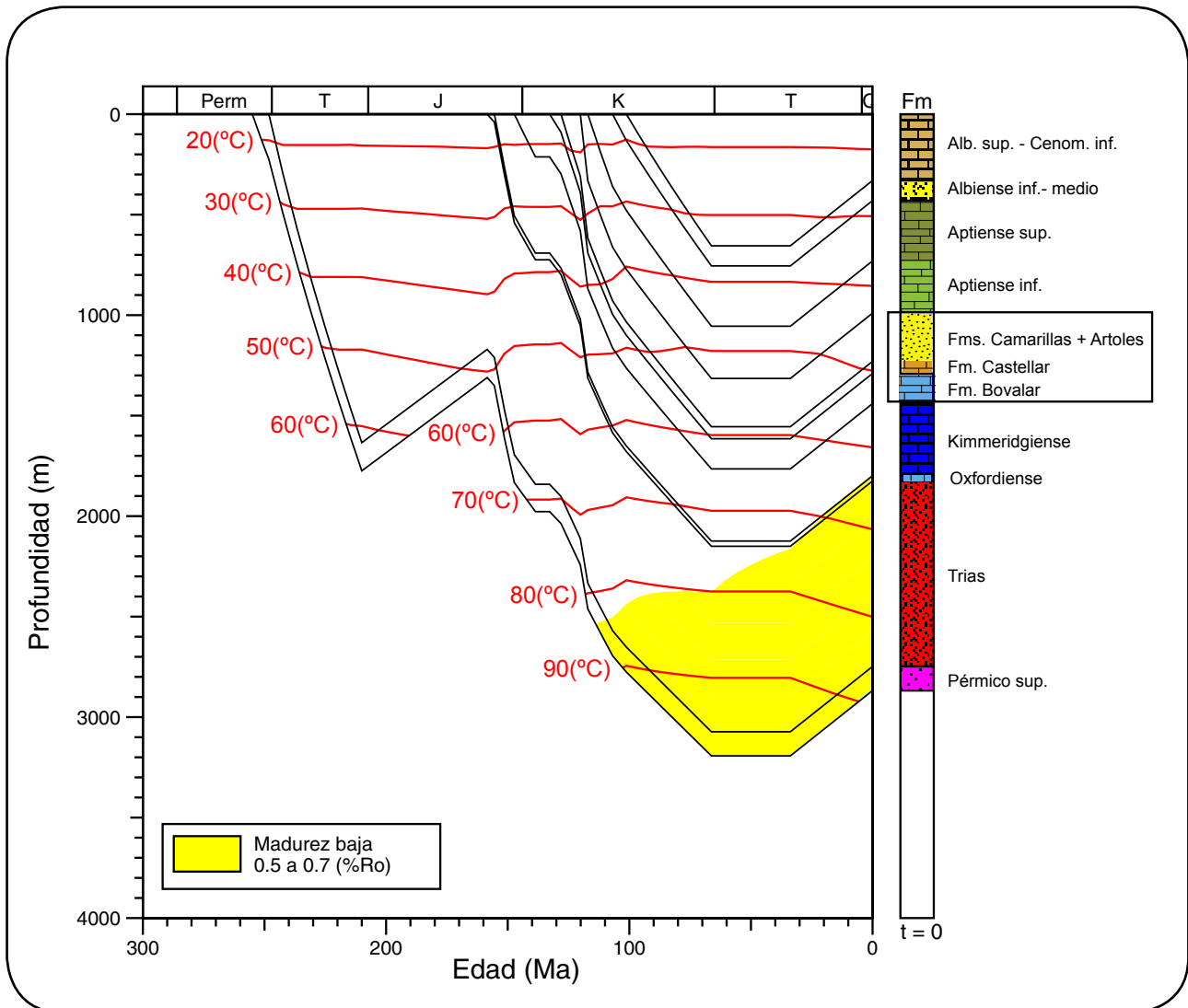
subcuenca de la Salzedella se han utilizado como parámetros restrictivos la madurez de la vitrinita (Permanyer *et al.*, 2000) y los datos de temperaturas de homogenización en inclusiones fluidas en los cementos de calcita (Rossi *et al.*, 2001). El empleo de estos parámetros hace que el modelo térmico presente una gran fiabilidad y el gradiente utilizado pueda considerarse como “normal” y representativo para la Cuenca del Maestrazgo.

La modelización térmica realizada para la *subcuenca de Penyalgosa* permite observar que las formaciones estudiadas estuvieron enterradas como máximo 1700 m, alcanzando una temperatura de 65°C (Fig. 18.3.2). Sin embargo, las temperaturas obtenidas a partir del modelo calculado no coinciden con las paleotemperaturas determinadas en inclusiones fluidas en cementos de cuarzo y mediante la reflectancia de la vitrinita. Ambas deberían restringir y validar la modelización calculada. Para obtener los valores de temperatura deducidos de la reflectancia de las vitrinitas en las formaciones **Castellar** y **Camarillas** (Fig. 18.3.3), el gradiente de enterramiento debería ser mucho más alto, de aproximadamente 70°C/km, para que exista un valor de Ro= 0.75 a 1000 m de profundidad.

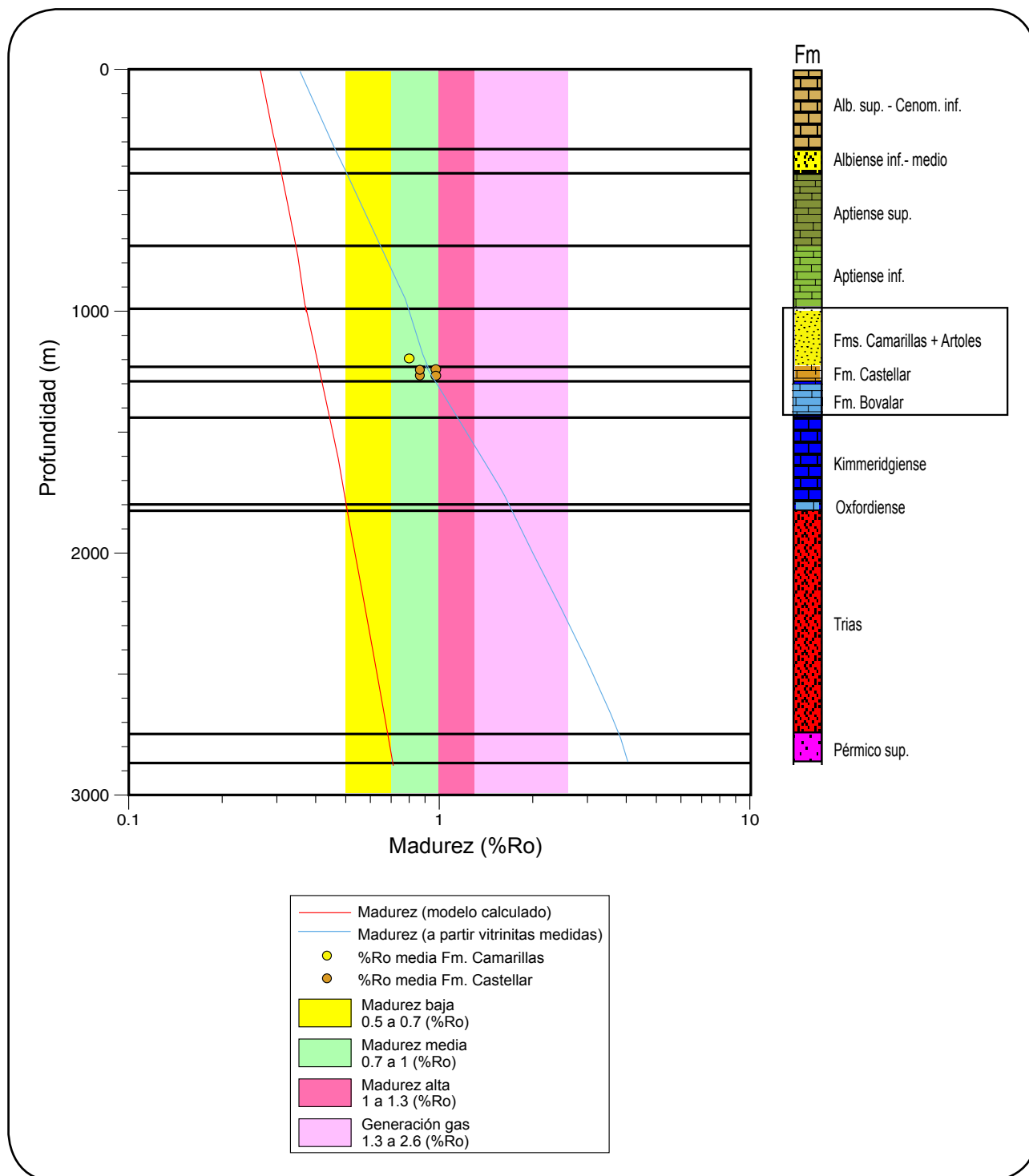


**Figura 18.3.1.** Representación de la temperatura frente a la profundidad, a partir del modelo calculado para la subcuenca de Penyagolosa.





**Figura 18.3.2.** Modelo de enterramiento y maduración térmica para la subcuenca de Penyagolosa.



**Figura 18.3.3.** Representación de la reflectancia de la vitrinita frente a la profundidad, a partir del modelo calculado para la subcuenca de Penyalgosa. Los valores obtenidos de la reflectancia de la vitrinita no coinciden con el gradiente geotérmico considerado en el modelo realizado.

## 19.- Discusión: Secuencia y modelo diagenético

### 19.1.- Definición diagénesis

La diagénesis se puede definir como “todos aquellos cambios químicos y físicos que se producen en los sedimentos desde el momento de su deposición hasta el menor grado de metamorfismo y antes de la erosión y meteorización post-enterramiento” (Choquette y Pray, 1970). De esta forma, los procesos diagenéticos se pueden englobar en (1) procesos físicos, como la reorganización, la deformación plástica y la fracturación frágil de granos; y (2) procesos químicos, como la cementación y la disolución. El fenómeno de la disolución por presión se incluiría dentro de ambos grupos ya que se considera influenciado por la presión y a la vez responsable de una compactación significativa por disolución (Wood, 1994). Es importante destacar que todas las reacciones que se producen en los procesos diagenéticos implican la participación de una fase fluida (ej. Bethke y Marshak, 1990; Ferry, 1994; Parnell, 1998).

Los procesos diagenéticos están controlados principalmente por la inestabilidad física o química de los distintos componentes del esqueleto, debido a la temperatura y presión, que van cambiando durante el enterramiento; la falta de equilibrio entre los minerales de un sedimento en el momento de depósito y el agua de los poros; el flujo y mezcla de fluidos con distintas composiciones; y las reacciones irreversibles de la materia orgánica que pueden generar ácidos orgánicos. Inicialmente, el sistema sedimento-agua está relativamente abierto y las reacciones diagenéticas son controladas principalmente por la química del agua de los poros de los sedimentos (Wilson y Stanton, 1994; Hutcheon, 2000). Debido a la pérdida de porosidad y la reducción de permeabilidad con el aumento de profundidad y de temperatura, la composición de los granos del esqueleto comienza a ser gradualmente el control dominante en la diagénesis (Helmold, 1985; Valloni *et al.*, 1991; Haszeldine *et al.*, 1992). No obstante, también hay que considerar que el

sistema puede volver a abrirse, asociado a fallas y zonas de fracturas, produciéndose la entrada de fluidos relacionados con la transformación de minerales de la arcilla y/o la maduración de la materia orgánica (Wilson y Stanton, 1994).

### 19.2.- Etapas diagenéticas

Los límites entre las etapas de la diagénesis son difíciles de establecer de forma precisa ya que los efectos de los procesos diagenéticos que afectan a las propiedades de los sedimentos actúan de forma progresiva con el enterramiento (Milliken, 2003). Sin embargo, los procesos diagenéticos se pueden distribuir en tres etapas principales, caracterizadas por las distintas condiciones de temperatura y profundidad:

(1) **Eodiagénesis.** Incluye todos los procesos que se producen en o cerca de la superficie a  $T^a < 70^{\circ}\text{C}$  y profundidad  $< 2\text{ km}$  (Morad *et al.*, 2000). Esta etapa se caracteriza por una geoquímica de las aguas intersticiales controlada principalmente por el ambiente deposicional, el clima, la composición mineralógica detrítica y la hidrogeología de la cuenca (Morad, 1998).

(2) **Mesodiagénesis.** Se produce durante el enterramiento e incluye todos los procesos que siguen a la eodiagénesis hasta las primeras etapas del metamorfismo (Choquette y Pray, 1970). El rango de temperatura puede llegar hasta los  $200\text{--}230^{\circ}\text{C}$  y la profundidad se considera  $> 2\text{ km}$  hasta los  $7\text{ km}$  (Morad *et al.*, 2000; Worden y Morad, 2003). Los principales factores que intervienen en esta etapa son la historia tiempo-temperatura, la mineralogía primaria y la fábrica del sedimento, las modificaciones eodiagenéticas previas, la geoquímica de las aguas intersticiales y la actuación de aguas de formación evolucionadas (Morad *et al.*, 2000). De esta forma, como resultado de las interacciones fluido-roca, los fluidos presentes en la mesodiagénesis difieren en muchos aspectos de los fluidos asociados con el ambiente deposicional, típicos de la etapa anterior (Hanor, 1994).

(3) **Telodiagénesis.** Se produce en cuencas invertidas, en las que tiene lugar la entrada de

aguas superficiales. Las aguas de formación, resultado de procesos diagenéticos anteriores, son desplazadas normalmente por aguas meteóricas durante la inversión, levantamiento y erosión, con la consiguiente formación de una discontinuidad. Estas aguas meteóricas frecuentemente se caracterizan por ser muy diluidas, oxidantes, saturadas en CO<sub>2</sub> y por tanto, ácidas. La mayoría de los procesos telodiagenéticos se producen dentro de los primeros metros de la superficie, aunque también grandes volúmenes de agua pueden llegar a gran profundidad (Worden y Morad, 2003).

### 19.3.- Condiciones ambientales y eodiagenéticas del Cretácico inferior

Durante gran parte del Cretácico, Iberia estuvo bajo la influencia de un clima cálido y húmedo, similares a los actuales 20°-25° latitud (Rat, 1982). Según los mapas paleogeográficos de Dercourt *et al.* (1986), la cuenca del Maestrazgo estuvo situada concretamente a una paleolatitud aproximada de entre 26 y 27,5° N durante el Barremiense-Aptiense, lo que correspondería a un clima tropical de tipo monzónico. Del mismo modo, los conjuntos microflorísticos del Cretácico inferior de la Cuenca del Maestrazgo (principalmente las relaciones entre esporas y gimnospermas bialadas) indican la existencia de un clima cálido y húmedo durante la mayor parte del Cretácico inferior (Solé de Porta y Salas, 1999). De esta forma, en los sedimentos de la zona de enlace entre las cordilleras Ibérica y Costera Catalana (Fuentespalda, Teruel) se llegaron a desarrollar bauxitas kársticas. Este área reunió durante el Barremiense-Aptiense las condiciones ideales para la formación de bauxitas, siendo favorables tanto el control climático, como el geomorfológico y tectónico (Molina y Salas, 1993).

Por otro lado, también han sido descritas variaciones climáticas durante el Cretácico y se considera que hasta el Barremiense, el clima pudo tener periodos relativamente más secos o por lo menos más contrastados (Masse, 1976; Rat, 1982). Esta sequedad del clima está avalada por los datos paleopolínicos de flora continental

xerofítica en la base **Fm. Castellar** (Díez *et al.*, 1995). La posible alternancia de estaciones húmedas y secas podría explicar las secuencias de somerización y de expansión-retracción lacustre existentes en la **Fm. Castellar** (Soria, 1997).

### 19.4.- Matriz diagenética y cementos arcillosos

Los minerales de la arcilla tienen una amplia distribución geológica y un gran rango de morfologías cristalinas (Keller, 1988). Según su origen, estos pueden agruparse en tres grandes grupos (Worden y Morad, 2003):

- (1) Co-depositados con los granos de arena, como pueden ser los granos arcillosos intra y extra-cuencales y las arcillas floculadas.
- (2) Minerales de la arcilla detríticos incorporados por bioturbación, pudiendo llegar a formar *coatings* alrededor de los granos de arena.
- (3) Minerales de la arcilla diagenéticos formados por alteración de silicatos detríticos inestables y por transformación de minerales de la arcilla diagenéticos precursores.

Otro tipo de grupo de minerales de la arcillas que hay que considerar son los precipitados a partir de soluciones en la porosidad, como es el “pore-filling” o cemento de caolín (Wilson y Pittman, 1977).

Anteriormente al uso del MEB, los minerales de la arcilla eran incorrectamente atribuidos a un origen detrítico, co-depositados con la arenisca. Sin embargo, las leyes de la hidrodinámica tienden a causar separación de la fracción arcillosa y de tamaño arena. Estas leyes controlan el transporte de los sedimentos y su depósito. Las principales variables son la velocidad del flujo y el diámetro del grano, la forma y la densidad (Allen, 1997).

En las areniscas estudiadas la matriz se caracteriza por su origen diagenético, principalmente de tipo pseudomatriz (Dickinson,

1970), epimatriz (Wilson y Pittman, 1977) y cementos arcillosos (Wilson y Pittman, 1977). Estos tipos de matrices y cementos se han originado durante la diagénesis, relacionadas con el ambiente de sedimentación y en otros casos con la profundidad de enterramiento.

Uno de los primeros procesos que ha tenido lugar en la etapa de eodiagénesis ha sido la precipitación de diversos minerales de arcilla. El tipo y la distribución de estos minerales está controlado por las facies deposicionales, el clima, la composición detrítica y los cambios relativos del nivel del mar (Morad *et al.*, 2000; Worden y Morad, 2003). De esta forma, los *coatings* de interestratificados I-E alrededor de los granos detríticos de cuarzo de la **Fm. Camarillas** y los de clorita en la **Fm. Castellar**, corresponderían a un proceso muy temprano, relacionado con el ambiente de sedimentación, a partir de aguas salinas y alcalinas. Un precursor alternativo para los *coatings* de clorita es la esmectita (Hilier, 1994). La transformación progresiva requiere una fuente de aluminio o conservando el aluminio, una pérdida del exceso de sílice (Chang *et al.*, 1986). Por la microfábrica de los interestratificados I-E parece deducirse que inicialmente pudieron ser de esmectita y con el enterramiento evolucionar a interestratificados. Otro proceso temprano sería la precipitación de caolinita en la porosidad existente, con un hábito vermicular que estaría relacionado con la acción de aguas meteóricas con bajo pH. Este caolín podría reemplazar a algunos minerales detríticos aluminosilicatados, tales como feldespatos, micas, fragmentos de roca e intraclastos arcillosos. El modelo de distribución y la cantidad de caolinita está influenciada por la cantidad de silicatos detríticos inestables, la precipitación anual, la conductividad hidráulica y la tasa de flujo de fluido en el cuerpo arenoso (Emery *et al.*, 1990). Las condiciones climáticas húmedas existentes en el Cretácico inferior habrían favorecido el aporte de grandes cantidades de aguas meteóricas.

Los feldespatos, no sólo han sido reemplazados por caolinita en la etapa eodiagenética, sino que también han sido reemplazados por clorita e ilita en la etapa de mesodiagénesis. La formación de

clorita suele estar influenciada por la existencia de un precursor adecuado, como puede ser un mineral de la arcilla rico en Fe (Ehrenberg, 1993). La clorita es una fase mineral que se puede formar como cemento temprano (en torno a 20°C), tardío o como reemplazamiento de feldespatos (Grigsby, 2001). La clorita autigénica puede generarse durante la mesodiagénesis a partir de minerales detríticos como el granate, biotita o anfíbol, a partir de las reacciones de transformación de arcillas producidas en las lutitas adyacentes (Boles y Franks, 1979) o por la desestabilización de complejos organo-metálicos (Surdam *et al.*, 1989). Así, la precipitación de clorita en las formaciones **Mora** y **Castellar**, parece estar fuertemente controlada por la mineralogía detrítica de la arenisca (ej., Buatier *et al.*, 2000). Por otra parte, la transformación de **feldespato-K** y caolinita a **ilita** se produce a  $T > 70^{\circ}\text{C}$  y se generaliza a  $T > 130^{\circ}\text{C}$  (Bjorlykke y Aagaard, 1992). Por lo tanto, la ilita fibrosa que reemplaza completamente a los feldespatos de la **Fm. Camarillas** en la *subcuenca de Penyagolosa*, debió estar relacionada con las temperaturas más elevadas (deducidas de las IF en el cemento de cuarzo) a que estuvieron expuestas estas areniscas.

En las formaciones **Mora** y **Camarillas** los cementos de caolinita-dickita con texturas vermiculares y *blocky* son muy abundantes. Estos cristales no muestran transformación a ilita (Fig. 14.3.3-C y D). En ocasiones, los agregados de vermículos de caolinita están deformados por compactación mecánica (Fig. 14.3.3-B), lo que indicaría que su precipitación fue temprana, anterior a la compactación mecánica. No obstante, los caolines con textura *blocky* son tanto sincrónicos como post-cemento de cuarzo (Fig. 14.3.3-A), lo que se interpreta como que han sido precipitados en etapas distintas del enterramiento diagenético.

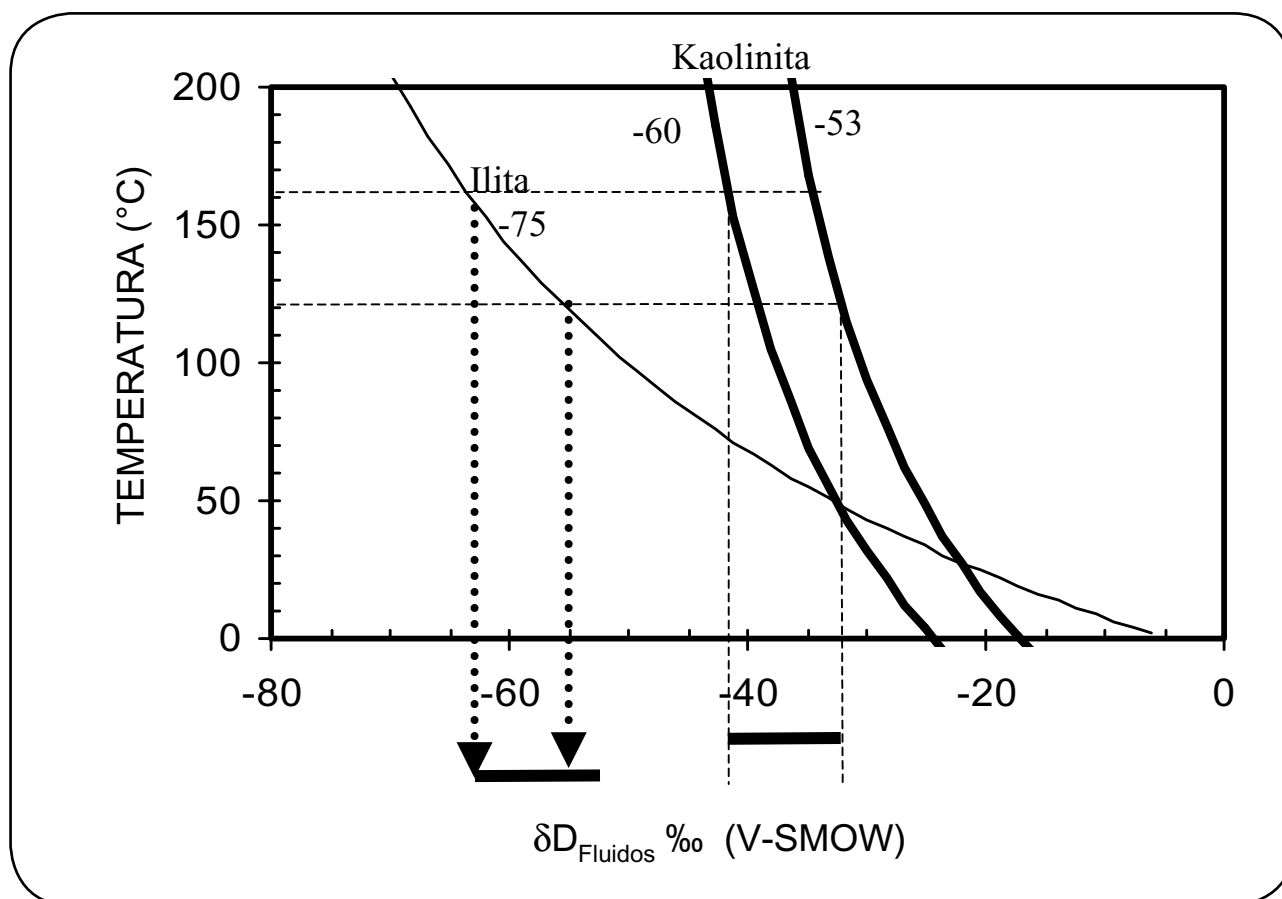
La transformación de caolinita en dickita se produce por un mecanismo de disolución-reprecipitación (Morad *et al.*, 1994; Beaufort *et al.*, 1998). Se produce entre 2-3 km y temperaturas entre 70 y 90°C (Morad *et al.*, 2000; Marfil *et al.*, 2003). Los vermículos de



láminas hexagonales de la caolinita eodiagenética son progresivamente reemplazados por cristales monoclinicos bien desarrollados de dickita. Esta transformación tiende a completarse totalmente a profundidades entre 3 y 4,5 km y temperaturas 90-130°C. El proceso incrementa la cantidad de microporosidad en el cemento de caolín (Morad *et al.*, 1994). A profundidades mayores de 4,5 km (>130°C) el caolín que domina es la dickita bien ordenada (Cassagnabere, 1998) y los vermiculos de caolín no se preservan. La extensión de la transformación del caolín está relacionada con

las facies, siendo más extensiva en las de grano más grueso y más permeables. En consecuencia, la transformación caolinita a dickita no puede usarse como un geotermómetro por si sólo (Ehrenberg, 1993).

Los datos isotópicos de  $\delta D$  de los caolines, tanto epimatrices de caolinita como cementos con mayor contenido en dickita, dan valores moderadamente negativos que indicarían que se formaron en equilibrio con fluidos entre -42 y -32 ‰ V-SMOW (Fig. 19.4.1) lo que indica una



**Fig. 19.4.1.** Curvas de fraccionamiento isotópico para el hidrógeno, a partir de los valores máximos y mínimos medidos en caolinita-ililita. Las curvas representan temperaturas teóricas a las que se habrían formado o equilibrado caolinita (-65 y -53 ‰ vs V-SMOW) e ililita ( $D = -75$ ‰ vs V-SMOW), en equilibrio con fluidos de diferente composición isotópica. Considerando el rango (122 a 160°C) de las temperaturas de homogenización de inclusiones fluidas en cemento de cuarzo, se han calculado los rangos probables de composición isotópica de los fluidos diagenéticos. Para los cálculos se han empleado las ecuaciones de Capuano (1992) para el sistema ililita/esmectita-agua y de Gilg y Sheppard (1996) para el sistema caolinita-agua.

génesis a partir de aguas meteóricas o una mezcla de aguas marinas y meteóricas. Esta composición isotópica del fluido es muy distinta a la de los caolines precipitados en ambientes relacionados con suelos (en torno a -100 ‰ V-SMOW) y es comparable a la de la caolinita en fase de transformación a dickita (-40 a -20 ‰ V-SMOW) durante la diagénesis a temperaturas entre 70 y 90°C (Marfil *et al.*, 2003). Además, los valores de  $\delta D$  obtenidos son similares a los de la dickita de las areniscas del Grupo Brent del Mar del Norte (McAulay, *et al.*, 1994), los cuales se separan bastante del valor de la “línea meteórica de la caolinita” (Savin y Epstein, 1970) y que ha sido interpretado como debido al reseteo isotópico, que afectaría especialmente al  $\delta D$ , debido a la recristalización de caolinita y transformación a dickita durante el enterramiento diagenético (McAulay, *et al.*, 1994; Ketzer *et al.*, 2003).

Los valores más negativos del  $\delta D$  de la ilita, indican una mayor contribución de aguas meteóricas (Morad *et al.*, 2003) relacionado con una fase más tardía y/o con un sistema diagenético más abierto, que permitió una mayor contribución de fluidos más negativos (Fig. 19.4.1).

Por lo tanto, la relación paragenética del caolín con otros cementos, así como los datos isotópicos indican que se formaría durante las etapas de eo y telodiagénesis, durante las cuales, la reactivación de fallas debido a los periodos de *rifting* y post-*rifting* permitieron a los flujos de aguas meteóricas circular en profundidad, provocando la transformación de caolinita en dickita y la disolución de los feldespatos generando porosidad secundaria.

## 19.5.- Otros cementos

### 19.5.1.- Cemento cuarzo

El comportamiento del cuarzo durante el enterramiento, probablemente sea uno de los procesos diagenéticos más estudiados (Morad *et al.*, 2000). Sin embargo, el origen, las condiciones diagenéticas de precipitación-disolución y los factores que controlan su distribución, siguen

siendo aspectos todavía objeto de debate y controversia (Mullis, 1991; Worden y Morad, 2000).

La temperatura es uno de los factores más importantes en la precipitación del cemento de cuarzo ya que no sólo afecta a la estabilidad de los componentes de una arenisca durante el enterramiento, provocando reacciones que pueden liberar sílice, sino también porque controla las tasas de disolución, difusión y reprecipitación de sílice (Worden y Morad, 2000; Milliken, 2003). Está ampliamente aceptado que la temperatura mínima de precipitación del cuarzo oscila entre los 70-80°C (Walderhaug, 1990; Walderhaug, 1994). Sin embargo, algunos autores consideran que la precipitación del cemento de cuarzo se puede producir durante la diagénesis de enterramiento profundo (>2500 m), entre 90-130°C (Giles *et al.*, 1992; Gluyas *et al.*, 1993).

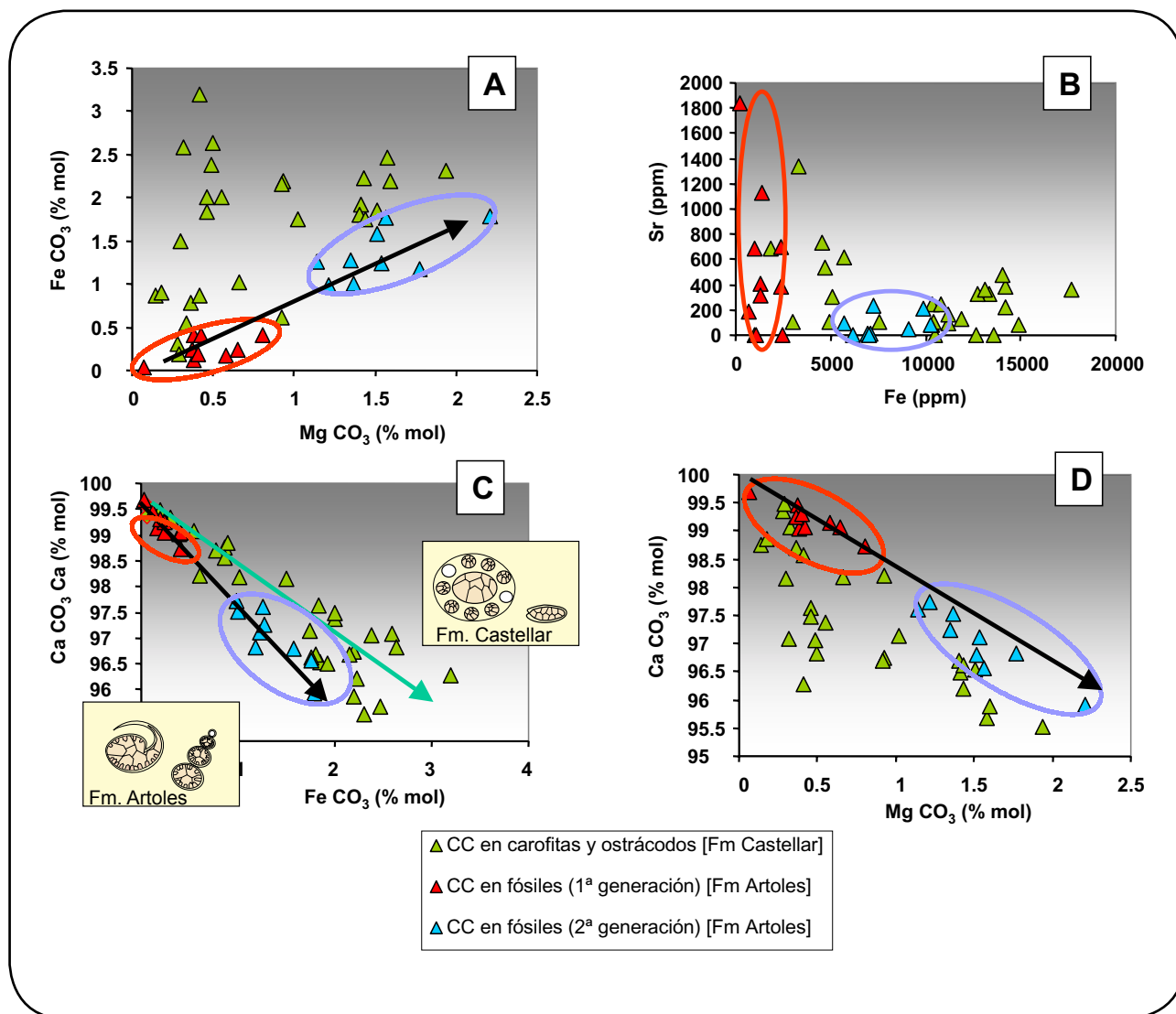
El mecanismo de precipitación de la sílice más aceptado está basado en la presión-disolución (disolución del grano detrítico de cuarzo y reprecipitación local). Según este proceso, la actividad de la sílice en el lugar de la disolución se hace elevadamente anómala y es conducida mediante difusión hacia las zonas de menor concentración, donde precipita. La mayor controversia consiste en saber si la presión-disolución se inició por el aumento de presión litostática, el incremento de temperatura, por la presencia de minerales de la arcilla en el contacto entre granos, o por una combinación de estos (Worden y Morad, 2000). En general, la presencia de minerales de arcilla o micas en el contacto entre granos, mejora el desarrollo de la presión-disolución (Wilson, 1994 y referencias citadas). Se ha comprobado que las cuarzoarenitas pobres en arcillas, no muestran procesos de presión-disolución, pero sí pueden mostrar sobrecrecimientos de cuarzo. Sin embargo, la presencia de pequeñas cantidades de arcilla, favorece la aparición de contactos suturados y estilolíticos. La precipitación del cemento de cuarzo se considera un proceso episódico o discontinuo, observándose mediante CL zonaciones en el crecimiento de este cemento

(Worden y Morad, 2000).

Teniendo en cuenta los tipos de contactos dominantes entre los granos de cuarzo de las areniscas estudiadas, se puede deducir un acortamiento vertical de un 10-15%, según los diagramas de Mitra y Beard (1980), por lo que la cantidad de cemento de cuarzo que se podría generar sería aproximadamente de un 3%. Este valor está dentro del rango de los porcentajes medios, obtenidos mediante el análisis modal, en las tres formaciones estudiadas (valores medios de cemento de cuarzo de 0,8 a 2,5%). Por lo tanto, la sílice podría haberse derivado principalmente de la presión-disolución,

acompañada de otras fuentes “internas” ya que parte del cemento de cuarzo es post-compactación química, como ha sido observado mediante CL “caliente”. Otras fuentes serían las reacciones de alteración de los feldespatos detríticos a ilita o caolinita, o de la ilitización y cloritización de la esmectita, como se ha descrito en el apartado de matriz y cementos arcillosos. De esta forma no sería necesario el aporte desde otras fuentes “externas”.

Por otro lado, el enriquecimiento en fragmentos de roca dúctiles en las formaciones **Mora** y **Castellar** ha retardado el proceso de presión-disolución en los granos de cuarzo, debido a



**Figura 19.5.1.** Comparación en el contenido en FeCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, CaCO<sub>3</sub>, Fe y Sr de los cementos de calcita que rellenan fósiles en las formaciones Castellar y Artoles.

la formación de abundante pseudomatrix. Estas areniscas han sufrido una rápida pérdida de porosidad principalmente por compactación mecánica, más que por compactación química, lo que es consistente con el “escaso” desarrollo de cementos tardíos, incluido el sobrecrecimiento de cuarzo (Worden *et al.*, 1997). Las areniscas de la **Fm. Camarillas** también presentan valores bajos en cemento de cuarzo, aunque su valor medio es ligeramente superior al encontrado en las areniscas de **Mora** y **Castellar**, lo que parece estar relacionado con su menor proporción de fragmentos de roca dúctiles, susceptibles de transformarse en pseudomatrixes.

Los datos de las Th en las IF sugieren temperaturas de precipitación para este cemento bastante elevadas (entre 122 y 183°C; moda 145°C). Dicha temperatura está dentro de los rangos dados para la precipitación de cemento de cuarzo durante la diagénesis (Giles *et al.*, 1992; Gluyas *et al.*, 1993), pero es claramente superior para las profundidades de enterramiento deducidas para las areniscas en las tres subcuencas estudiadas. En el apartado 19.9 de modelización de la cuenca se discutirán estas anomalías y se relacionarán con otros geotermómetros.

#### 19.5.2.- Cementos carbonáticos

Los factores que controlan los patrones de distribución, la mineralogía y la composición elemental e isotópica de los cementos carbonáticos son (Morad, 1998):

(1) Durante la eodiagénesis y en condiciones superficiales, de enterramiento somero, es necesario considerar las características del ambiente de deposición (como la tasa de sedimentación, la composición del agua de los poros, la hidrogeología, el clima, la latitud, las fluctuaciones del nivel marino y el contenido en materia orgánica), así como la textura y la composición detrítica del sedimento.

(2) Durante el enterramiento, en la etapa de mesodiagénesis, hay que tener en cuenta la temperatura, el tiempo de residencia, la química, las tasas y modelos de flujo de aguas

y la distribución de los cementos carbonáticos eodiagenéticos.

##### 19.5.2.1.- En areniscas (facies *Weald*, Cretácico inferior)

Los cementos carbonáticos estudiados en las areniscas del Cretácico inferior en facies *Weald* son predominantemente de tipo intergranular aunque pueden llegar a reemplazar parcial o totalmente a los feldespatos del esqueleto. En las areniscas de las formaciones **Mora** y **Camarillas**, el cemento de calcita intergranular en ocasiones rellena grandes poros, con textura de tipo poiquilítica, preservando un alto volumen intergranular, lo que indicaría una cementación temprana, al menos pre-compactación (Morad *et al.*, 1998). Estos cementos habrían precipitado a partir de aguas meteóricas con bajos contenidos en Fe y Mg. En ocasiones pueden llegar a reemplazar feldespatos-K y plagioclasas del esqueleto de las areniscas. La composición química de la calcita, cuando reemplaza un feldespato, tienen más Fe que si ocupa la porosidad intergranular (ej. formaciones **Mora** y **Castellar**), lo que podría estar relacionado con unas condiciones ligeramente más reductoras o con un mayor contenido en Fe en la estructura del feldespato reemplazado. De la misma forma, el hecho de que la calcita intergranular y que reemplaza a los feldespatos en la **Fm. Castellar** presente el mayor valor medio en Fe, puede estar relacionado con el mayor contenido en granos carbonáticos, biotitas y clorita que actuarían como fuentes internas de Ca y Fe, respectivamente.

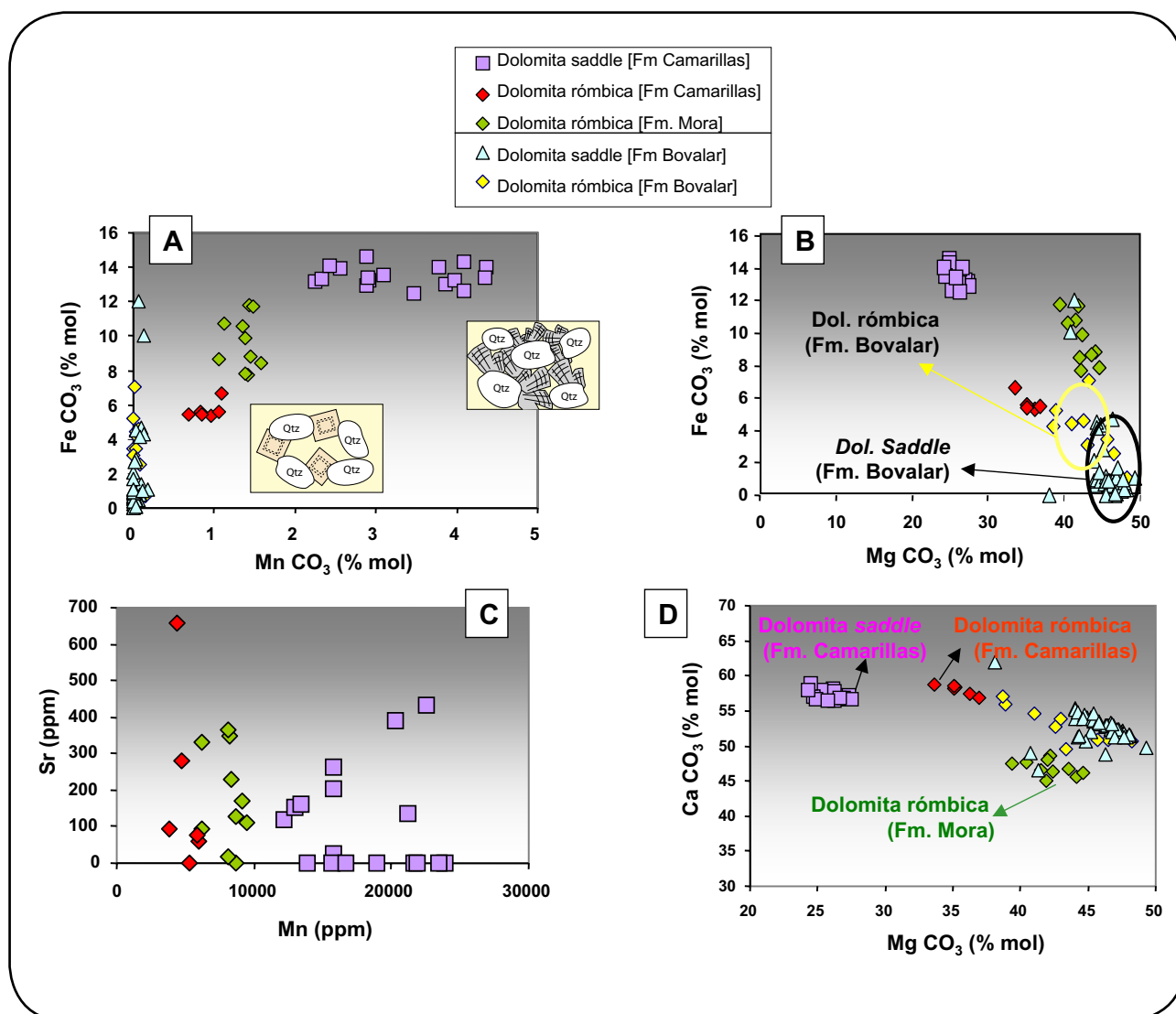
Excepcionalmente se ha observado en las areniscas de la **Fm. Camarillas** un cemento de calcita con textura poiquilítica que preserva un alto volumen intergranular. Lo que sugiere una precipitación también temprana, pero a partir de un fluido caracterizado por un contenido relativamente alto en Fe, Mg y Mn y un empobrecimiento significativo en  $\delta^{18}\text{O}$  (-11,8‰). Estos datos son consistentes con la precipitación de este cemento a partir de un fluido con temperatura relativamente elevada y probablemente asociado con fracturas o fallas

(Russel, 1975; Gawthorpe, 1987) y que además habría fracturado los granos detríticos de cuarzo del esqueleto de la arenisca por la elevada presión de cristalización del cemento.

#### 19.5.2.2.- En restos fósiles (fms. **Castellar** y **Artoles**)

Los cementos que han rellenado la porosidad intrapartícula de restos fósiles son bastante frecuentes en las calizas de las formaciones **Castellar** y **Artoles**. En el caso de la **Fm. Castellar**, precipitó calcita y calcita Fe con una zonación composicional compleja y zonas con un contenido alto o bajo en Fe, Mg y Mn

(Fig. 19.5.1). El enriquecimiento en Fe y Mg estaría relacionado con la precipitación a partir de condiciones progresivamente más reductoras, debido al enterramiento. Por otra parte, el hecho de que en ocasiones no se distinga claramente esta tendencia de enriquecimiento en los cristales de calcita, podría explicarse como debido a las condiciones alternantes óxicas y sub-óxicas en las aguas intersticiales, asociado a factores como la variación en la tasa de acumulación de materia orgánica (Morad, 1998). En cuanto a la **Fm. Artoles**, también precipitó calcita y calcita Fe, pero en este caso como dos generaciones bien diferenciadas, tanto en textura como en composición. Este hecho reflejaría la



**Figura 19.5.2.** Comparación en el contenido en FeCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub>, Mn y Sr de las fases de dolomita estudiadas en las formaciones Bovalar, Mora y Camarillas.



precipitación a partir de fluidos meteóricos, pero en dos etapas distintas, indicando condiciones más reductoras y de mayor enterramiento la segunda fase (Fig. 19.5.1).

Ocasionalmente, en las calizas de la **Fm. Castellar** se ha observado un cemento que rellena cavidades con formas de fantasmas de fósiles que presenta un valor bastante elevado en Fe y una marcada extinción ondulante, lo que podría ser interpretado como un cemento que precipitó más tardíamente durante el enterramiento.

#### 19.5.2.3.- Dolomita rómbica y *saddle*

Tanto en las areniscas como en calizas se han estudiado varias fases de dolomita: (1) Dolomita rómbica y (2) Dolomita *saddle*.

(1) El primer tipo de dolomita aparece en las fracturas de las calizas de la **Fm. Bovalar** y en las areniscas de las formaciones **Mora**, **Castellar** y **Camarillas**, con la particularidad de que en la **Fm. Castellar** esta dolomita ha sido totalmente calcitizada y no queda ningún relicto, sólo fantasmas de rombos aislados. En todos los casos, se trata de una fase temprana que en las fracturas de la **Fm. Bovalar** queda post-datada por otras fases de calcita y en el caso de las areniscas siempre se desarrolla como cemento entre los granos detríticos de cuarzo sin cemento sintaxial. Por lo tanto, precipitada en una etapa temprana al menos pre-cemento de cuarzo. En cuanto a su composición química muestra diferencias, siendo las de la **Fm. Bovalar** las más pobres en Fe y Mn; y las de la **Fm. Mora**, las más ricas en ambos elementos. Las de la **Fm. Camarillas** tienen valores intermedios (Fig. 19.5.2-A).

La dolomita se puede formar en diferentes etapas de la diagénesis, desde muy temprana, después del depósito, hasta en condiciones de enterramiento profundo, y a partir de aguas de muy diferentes composiciones, desde aguas de mezcla (meteóricas y marinas), hasta a partir de aguas hipersalinas y salmueras de enterramiento (Adams y MacKenzie, 1998). En los sedimentos de la **Fm. Mora** la dolomita rómbica se puede

interpretar como precipitada a partir de mezcla de aguas meteóricas superficiales con aguas más alcalinas y salinas procedentes de los sedimentos lacustres con evaporitas de la base de la **Fm. Castellar**. Asimismo, la mezcla con aguas marinas de la **Fm. Artoles**, podría propiciar la precipitación de la dolomita temprana como cemento de las areniscas de la **Fm. Camarillas**.

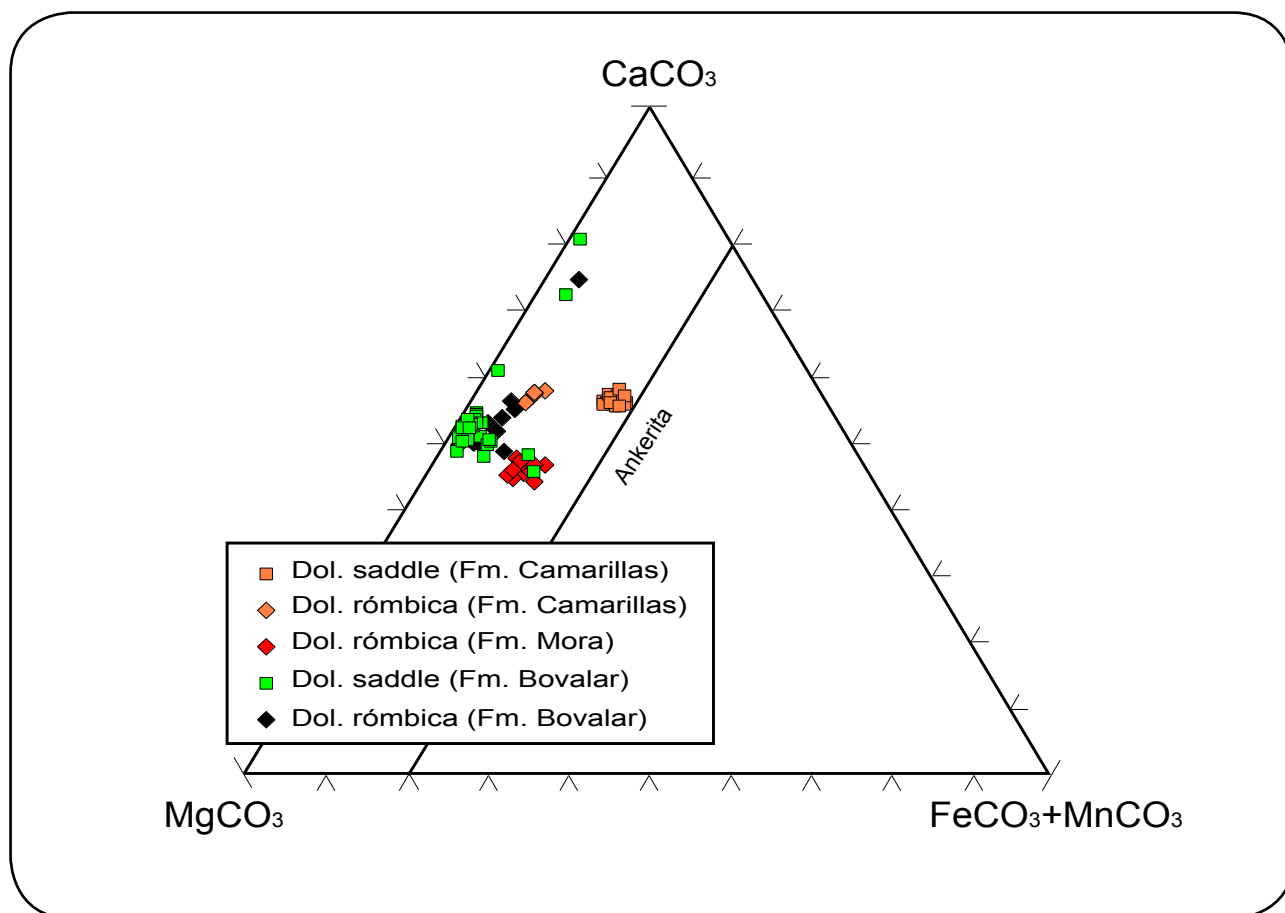
(2) El término “dolomita *saddle*” (Radke y Mathis, 1980) es el más aceptado, aunque inicialmente fue llamada “dolomía barroca” (Folk y Assereto, 1974; Bates y Jackson, 1987; Zenger, 1983). Otros términos que también han sido utilizados en la literatura son “white-sparry dolomite” (Beales, 1971), “cemento dolomítico ferroso” (Leach *et al.*, 1991), “dolomita ganga” (Ebers y Kopp, 1979) o dolomita hidrotermal (Goldberg y Bogoch, 1978; Roman y Leach, 1989). Este tipo de dolomita ha sido encontrado como cemento y reemplazamiento de las calizas de la **Fm. Bovalar** y en las areniscas de la **Fm. Camarillas**.

En el caso de las calizas de la **Fm. Bovalar** se trata de una dolomita que aparece no sólo como cemento en fracturas, sino también como reemplazamiento de las calizas encajantes en la estructura con forma de “pipa” relacionadas con las falla f2 (capítulo 9). La  $T_h$  media de las IF en esta dolomita es de 125°C, los valores de  $\delta^{18}O$  son bastante negativos (-11.5 a -11.3‰) y las relaciones  $Sr^{87}/Sr^{86}$  son más radiogénicas que las determinadas en la roca caja. Este enriquecimiento en  $Sr^{87}$ , en relación al valor representativo para el agua del mar del Titónico-Berriasiense (Fig. 15.2.20), sugiere la participación de un fluido radiogénico, derivado de la interacción durante el enterramiento con rocas siliciclásticas o con materiales con altas relaciones de Sr. Si la temperatura máxima alcanzada por la **Fm. Bovalar**, según el modelo de enterramiento (capítulo 18), ha sido de unos 65°C, se puede considerar esta dolomita *saddle* como una fase “hidrotermal” en el sentido de Machel y Lonnee (2002). Según estos autores, una fase es “hidrotermal” siempre que se pueda demostrar que fue formada a una temperatura mayor (>5-10°C) que la de la roca donde

precipitó, sin que implique esto una fuente determinada del fluido.

En el caso del cemento de dolomita *saddle* en las areniscas de la **Fm. Camarillas**, se ha observado que presenta una textura en mosaico, preservando gran parte del volumen intergranular y precipitando entre cuarzoes detríticos que no tienen sobrecrecimiento de cuarzo, lo que sugiere que se trata de una fase temprana, al menos pre-cemento de cuarzo. Alternativamente, pudo haberse generado como reemplazamiento, a partir de la fase de dolomita rómbica, preservado ésta el volumen intergranular. También hay que considerar su posible relación con fracturas locales o con la falla de Miravete (que controló el desarrollo de la *subcuenca de Galve*; Soria, 1997) ya que este cemento sólo ha sido encontrado en las areniscas de esta subcuenca.

Las diferencias geoquímicas existentes entre la dolomita *saddle* que cementa las areniscas y las del relleno de las fracturas de las calizas de la **Fm. Bovalar**, consisten en que la primera tiene menor contenido en Mg y mayor en Mn y Fe (Fig. 19.5.2-A y B), una zonación de bandas alternantes y un mayor contenido en Ca (Fig. 19.5.2-C). Además, la composición isotópica está empobrecida en  $\delta^{13}\text{C}$  y ligeramente menos empobrecida en  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 15.2.19). La diferencia más significativa, en cuanto a la composición elemental, consiste en que la dolomita *saddle* en areniscas presenta unos contenidos muy próximos a los de la dolomita ferrosa y ankerita (Fig. 19.5.3). Este enriquecimiento en Fe, hace que sea frecuente el desarrollo de un zonado composicional (Spötl y Pitman, 1998). La diferencia en  $\delta^{13}\text{C}$  reside en que la dolomita *saddle* en calizas tiene valores más positivos, debido a una fuente marina del



**Figura 19.5.3.** Diagrama triangular que considera el contenido en  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$  y  $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3$  de las fases de dolomita estudiadas en las formaciones Bovalar, Mora y Camarillas.

carbono (Fig. 19.5.5-A) que probablemente refleja la interacción con el de la caliza de la roca caja. En areniscas, los valores son más negativos, lo que estaría relacionado con aporte de carbono ligero, procedente de la descarboxilación térmica de la materia orgánica (Spötl y Pitman, 1998).

En cuanto a la diferencia en  $\delta^{18}\text{O}$  entre dolomita *saddle* en calizas o en areniscas, no se ha encontrado en la bibliografía datos respecto a su comportamiento dependiendo de la roca donde aparezca. Sin embargo, se considera que la mayoría de la dolomita *saddle* precipitada a altas temperaturas se caracteriza por  $\delta^{18}\text{O} < -6,5\text{‰}$ , mientras que la de baja temperatura muestra  $\delta^{18}\text{O} > -2,5\text{‰}$  (Allan y Wiggins, 1993).

La precipitación de dolomita *saddle*, tanto en calizas como en areniscas, está frecuentemente asociada a mineralizaciones de sulfuros (yacimientos tipo MVT; Spötl y Pitman, 1998) que requieren fuertes condiciones reductoras, relacionadas con ambientes diagenéticos profundos, llegándose a considerar este tipo de dolomita como un geotermómetro semicuantitativo fiable (Spötl y Pitman, 1998). De esta forma, los valores más bajos de Fe en la dolomita *saddle* de la **Fm. Bovalar** podrían relacionarse con unas condiciones químicas de reducción termoquímica de sulfuros que permite la precipitación de minerales sulfurados, pero inhibe la incorporación de Fe a la red de la dolomita (Lonnee y Al-Aasm, 2000).

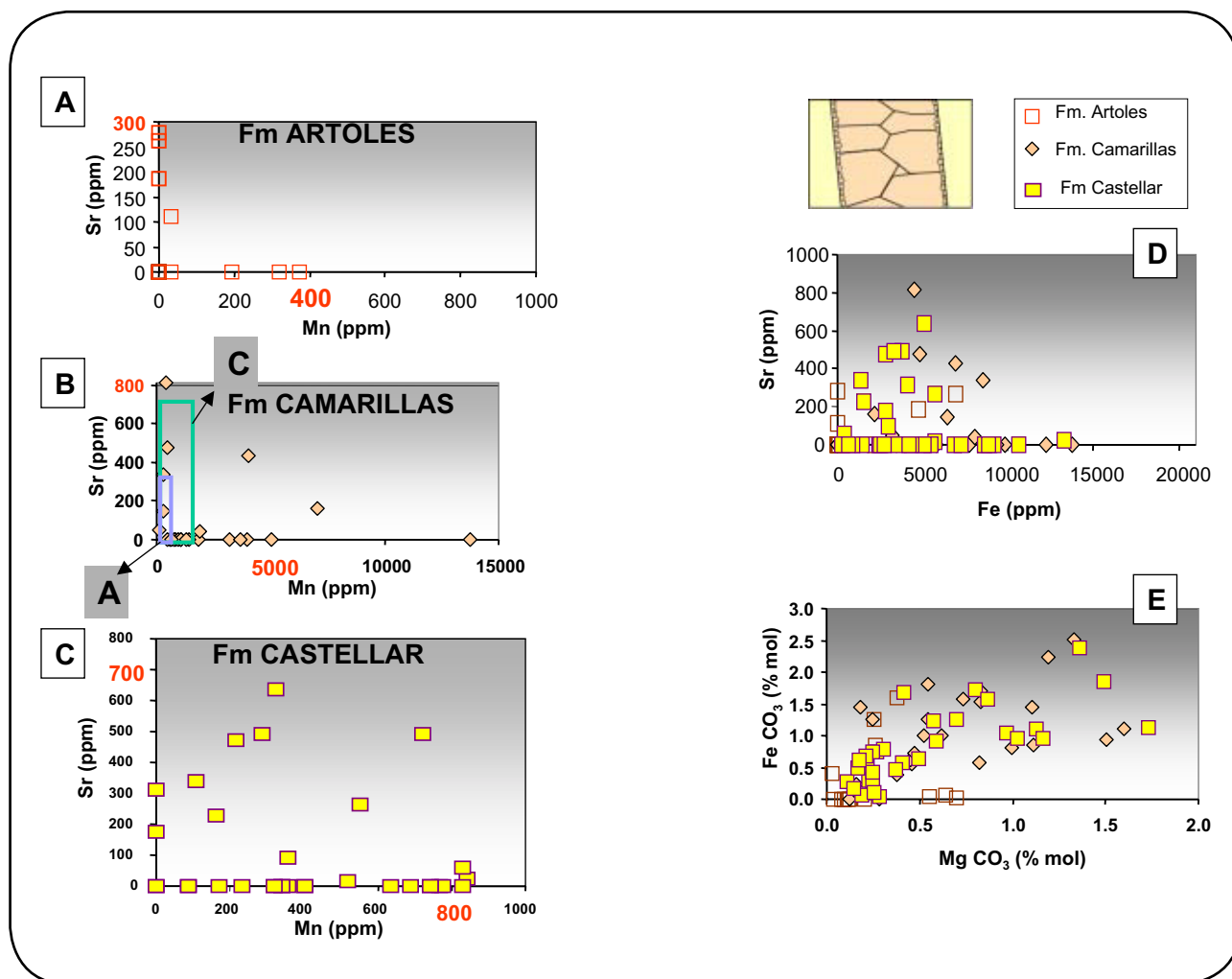
#### 19.5.2.4.- Cementos en fracturas sub-verticales

Los cementos carbonáticos que rellenan fracturas sub-verticales han sido estudiados principalmente en las calizas de la **Fm. Bovalar, Castellar y Artoles**, aunque también en algunas fracturas presentes en las areniscas de la **Fm. Camarillas**. Estos rellenos carbonáticos presentan gran variedad de texturas y composiciones geoquímicas (Fig. 19.5.4).

En la **Fm. Bovalar**, además de las fases de dolomita rómbica y *saddle* discutidas anteriormente, existe un cemento de dolomita calcitizada. Este cemento se caracteriza por un

rango de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-4,4$  y  $+0,2\text{‰}$ , lo que reflejaría una contribución de  $\text{CO}_2$  derivado de suelos, relacionado con fluidos superficiales (Lohmann, 1987; Heydari, 1997; Al-Aasm, 2000). No obstante, Budai *et al.* (1984) interpretan procesos de calcitización de dolomita como de diagénesis profunda y Brauer y Baker (1984) reprodujeron estos procesos mediante reacciones experimentales en un rango de temperaturas entre  $50$  y  $200^\circ\text{C}$ .

La secuencia de cementación en estas fracturas subverticales g2 continua con un cemento de calcita que las ocluye totalmente, pero en las zonas asociadas a las fallas f2, preserva parte de la porosidad, mostrando texturas de tipo *vug*. Este cemento tiene valores de  $\delta^{18}\text{O}$  bastante empobrecidos ( $-13,4$  a  $-10\text{‰}$ ) y relaciones  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  más radiogénicas que la roca caja. Las Th en las IF muestran dos poblaciones, una de ellas entre  $100$  y  $125^\circ\text{C}$ , con una salinidad de  $15$  a  $19,7\%$  peso eq. NaCl y la otra alrededor entre  $160$  y  $260^\circ\text{C}$  y  $5,5$  a  $9,5\%$  peso eq. NaCl. Estas dos poblaciones podrían reflejar las dos fases de calcita observadas mediante CL (Fig. 15.2.1-H). Basándose en las Th y siguiendo la misma argumentación utilizada para la dolomita *saddle*, esta calcita también ha sido interpretada como una fase hidrotermal en el sentido de Machel y Lonnee (2002). Por lo tanto, el fluido implicado en la precipitación de esta calcita, inicialmente tendría una alta salinidad y moderadamente alta temperatura, evolucionando hacia una temperatura mayor, con moderadamente baja salinidad (ambos fluidos más enriquecidos en Sr que la roca caja). Estos fluidos pudieron estar relacionados con la mezcla progresiva de aguas meteóricas (Fig. 19.5.5-B) descendentes a través de las fracturas (Caja *et al.*, 2003b) en el periodo Mioceno-Plioceno. Las relaciones de  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  (Fig. 15.2.20) son comparables con las obtenidas para la dolomita del Muschelkalk inferior de la Cadena Ibérica ( $0,70807$  a  $0,70839$ ; Calvet *et al.*, 2001) lo que parece indicar que los fluidos implicados pudieron proceder de los materiales del Muschelkalk, donde adquirieron su señal radiogénica. Su relación con las aguas del Mioceno quedaría descartada ya que los cementos precipitados en estas fracturas de edad



**Figura 19.5.4.** Comparación en el contenido en FeCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, Mn, Sr y Fe de los cementos de calcita asociados a fracturas verticales en las formaciones Castellar, Camarillas y Artoles.

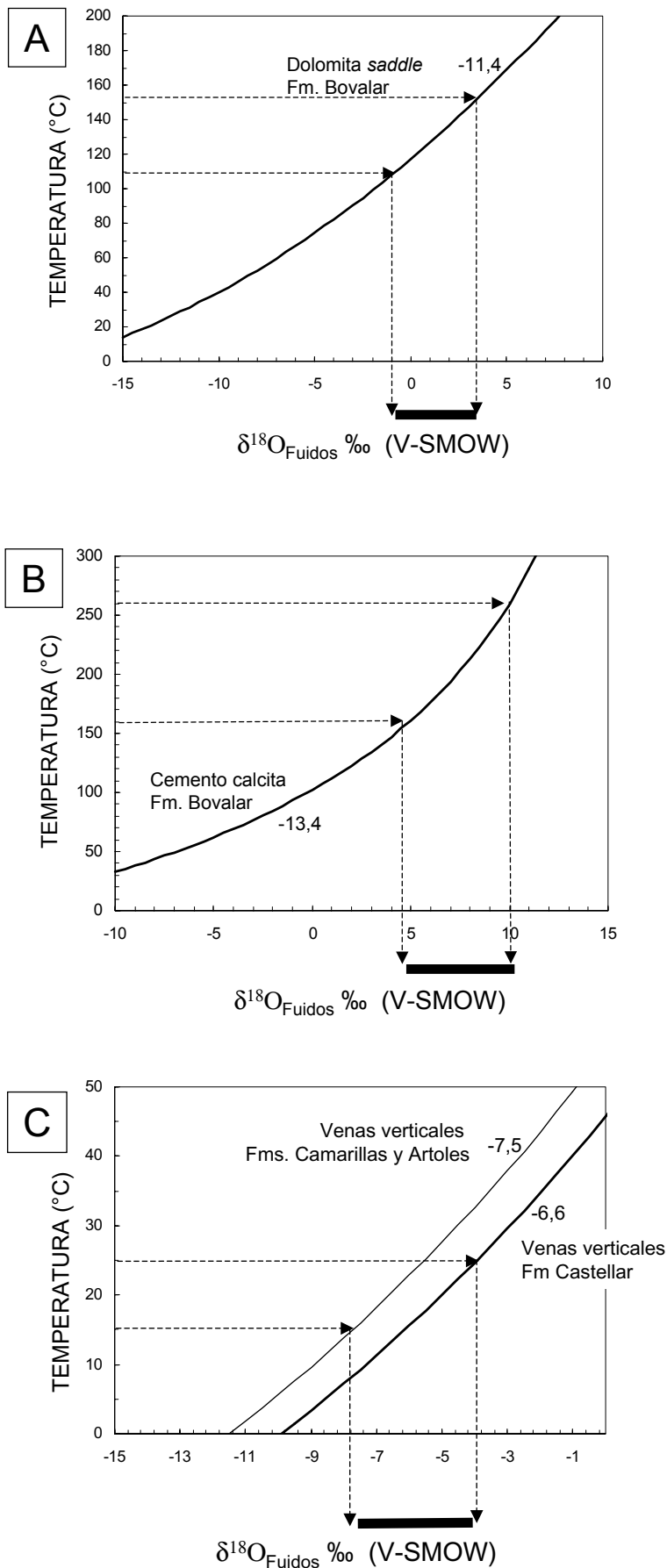
Mioceno inferior-medio tienen relaciones de Sr bastantes más elevadas (0.71088 a 0.71800; Travé y Calvet, 2001).

Por otra parte, la precipitación de esta fase de calcita de alta temperatura en la zona de fallas f2, está asociada con el desarrollo de porosidad de tipo *vug* lo que puede considerarse como una característica típica de los karst hidrotermales (Aranburu *et al.*, 2002).

Las relaciones cronológicas y características de las estructuras (g2 y f2) cementadas en la Fm. Bovalar, muestran que las calizas han sido afectadas en primer lugar por una compresión de dirección principal ESE, durante el Eoceno

superior-Mioceno (Simón, 1984; Liesa, 2000), que habría dado lugar a la formación de los estilolitos transversales e1 (capítulo 9). Posteriormente, durante la etapa Mioceno-Plioceno se desarrollaría un régimen distensivo NE-NNE y ESE (Simón, 1984; Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002), dando lugar a la abertura de los estilolitos estratiformes e2 y las fracturas g2. También se reactivarían las fallas f2, con componentes normales, produciéndose su relleno por la secuencia de cementación discutida anteriormente.

Los cementos que rellenan las fracturas en las areniscas y calizas de las formaciones **Castellar**, **Camarillas** y **Artoles** tienen una secuencia de



**Figura 19.5.5.** Curva de fraccionamiento isotópico para los principales tipos de cementos carbonáticos asociados a fracturas: (A) Dolomita *saddle* (Fm. Bovalar). La curva representa las temperaturas a las que se habría formado la dolomita (-11,4‰ vs V-PDB) a partir de la precipitación en equilibrio con un fluido diagenético con un rango en  $\delta^{18}\text{O}$  entre -1 y 4‰ (SMOW). El rango obtenido comprende el valor de las aguas marinas (actuales  $\delta^{18}\text{O}$  = -0 ‰ o cretácicas -1 ‰ vs SMOW). (B) Cemento de calcita (Fm. Bovalar). En este caso se ha considerado el rango de temperaturas de las inclusiones fluidas analizadas en esta fase (160 a 260°C). (C) Cemento de calcita en las fracturas verticales de la Fm. Castellar y de las formaciones Camarillas y Artoles. Las curvas representan las temperaturas teóricas a las que se habrían formado estas calcitas, en equilibrio con fluidos de composición isotópica similar. Debido a que no se han obtenido Th en las IF de estas calcitas, considerando una temperatura de precipitación de 15 a 25°C, típicas de ambientes diagenéticos meteóricos (caracterizadas por valores relativamente negativos en  $\delta^{13}\text{C}$ ), la composición más probable del fluido tendría valores de  $\delta^{18}\text{O}$  comprendidos entre -4 y -8‰ (V-SMOW) que son típicas del agua de precipitación a latitudes intermedias (Rozanski *et al.*, 1993).



cementación más sencilla que los de la **Fm. Bovalar**. En este caso, el cemento de calcita está zonado con incremento en el contenido en Fe y Mg hacia los bordes (formaciones **Castellar** y **Artoles**). La relación de Sr frente a Mn permite observar que la calcita de las fracturas de **Artoles** tiene los valores más bajos en ambos elementos; las de **Castellar** y Camarillas son parecidas en Sr, pero el Mn es mucho mayor en Camarillas (Fig. 19.5.4). En cuanto a las relaciones isotópicas, todos tienen valores comparables de  $\delta^{18}\text{O}$  (-8,1 a -5,8‰), con un rango más variable en  $\delta^{13}\text{C}$  (+0,2 a -7,23‰). Estos datos son consistentes con un origen del fluido meteórico (Fig. 19.5.5-C) que podría haber evolucionado en profundidad hacia composiciones que indican condiciones más reductoras. Las relaciones  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de los cementos que rellenan estas fracturas son más elevadas que las de la roca caja, lo que indicaría una fuente para el fluido más radiogénica. Este fluido no parece estar relacionado con las rocas carbonáticas del Muschelkalk, debido a su pauta meteórica, por lo que el enriquecimiento en Sr radiogénico podría relacionarse con el lavado de feldespatos y micas de las unidades detríticas atravesadas, aunque no ha podido ser determinado el momento de su formación.

### 19.6.- Procesos de albitización

La albitización es un proceso diagenético muy importante ya que puede alterar significativamente la composición original de las areniscas, formar varios subproductos (ilita, dickita y calcita) e influir sobre la interpretación de la procedencia (Boles, 1982; Saigal *et al.*, 1988).

En las areniscas de la tres formaciones del Cretácico inferior se han encontrado evidencias que sugieren la albitización de los feldespatos. Entre los argumentos encontrados se pueden resaltar: (1) el idiomorfismo que presentan los cristales de albita, debido a que el proceso de reemplazamiento suele ir acompañado de cemento syntaxial (Boles, 1982; Saigal *et al.*, 1988; Morad *et al.*, 1990); (2) la falta de luminiscencia (Kastner y Siever, 1979; Matter y Ramseier, 1985); (3) la composición química de albita pura (Kastner y Siever, 1979; Morad, 1986). Además, las albitas

de la **Fm. Mora** muestran una microporosidad intrapartícula que puede ser debida a la reducción volumétrica que implica la reacción durante la albitización (Morad *et al.*, 1990). En cambio, en la **Fm. Castellar** los granos carecen de microporos y están mejor preservados, con lo que la albita podría haberse neoformado a partir de minerales de la matriz arcillosa (Kastner y Siever, 1979). Las observaciones realizadas al MEB confirman que las albitas de la **Fm. Mora** son las más “imperfectas”, estando formadas por un agregado de gran microporosidad compuesto por pequeños cristales alargados (Morad *et al.*, 1990; Milliken, 2003).

Respecto a las condiciones geoquímicas del proceso, Helmold (1985) sugiere que puede producirse de forma directa, es decir, reemplazando el  $\text{Ca}^{2+}$  por  $\text{Na}^{+}$ , mediante un proceso de disolución/precipitación, aunque también es común que se generen subproductos como calcita y dickita. En las formaciones **Mora** y **Castellar** las albitas están reemplazadas total o parcialmente por calcita, o bien ésta precipita alrededor del grano albitizado, asociándose con dickita, la cual podría haber actuado como receptor para el  $\text{Al}^{3+}$  liberado durante el proceso de la albitización.

Saigal *et al.* (1988) y Morad *et al.* (1990) consideran que la albitización en ambiente diagenético comienza a 2200 m y temperaturas de 65°C, alcanzando su máximo desarrollo a unos 3400 m y 105°C. La temperatura y profundidad máximas alcanzadas por las facies *Weald*, según el modelo realizado en el capítulo 18 para la *subcuenca de Penyagolosa*, es de unos 60°C y 1500 m. El hecho de que el proceso de albitización haya sido observado en ocasiones como pre- y post-cemento de cuarzo, cuyas *Th* de las IF (122-160°C) indican que este proceso ha ocurrido a temperaturas más elevadas de las deducidas en el modelo térmico. De todas formas la determinación de su edad relativa es bastante difícil (Milliken, 2003).

El proceso de albitización habría afectado de forma extensiva a las areniscas de la **Fm. Mora** y de forma parcial a las formaciones **Castellar**

y **Camarillas**, posiblemente, debido a la mayor participación de rocas ígneas plutónico-gneíscas, que habrían proporcionado gran cantidad de feldespato-K, en comparación con los aportes a partir de rocas del Paleozoico para la **Fm. Mora**.

Hay que señalar que algunas rocas metamórficas de bajo grado contienen feldespatos detríticos de composición muy sódica (Trevena y Nash, 1981). Este hecho podría estar relacionado con la presencia exclusiva de albitas en las areniscas de la **Fm. Mora**, debido a un aporte importante a partir de rocas metamórficas, como se ha comentado en el capítulo 13 de interpretación de la procedencia. Por otro lado, la discriminación entre las albitas de rocas metamórficas de bajo grado y la albita autigénica es un “desafío” (Milliken, 2003), aunque en el caso estudiado, todos los datos observados en la **Fm. Mora** son consistentes con una interpretación del proceso de albitización como diagenético y no ligado a una característica del área fuente.

Una vez descartado el origen heredado de las albitas, las fuentes del Na para la albitización pueden ser: la alteración diagenética de plagioclasas detríticas y de texturas pertíticas, la transformación de esmectita a ilita en las lutitas intercaladas (Morad, 1986) y la carbonatación de las plagioclasas (Morad *et al.*, 2000). Saigal *et al.* (1988) citan además, el Na procedente de la disolución de evaporitas. En nuestro caso, se podría considerar el Na procedente de las evaporitas Triásicas y del Lías. En relación con estas evaporitas, Nadal (2001) atribuye los fluidos para la dolomitización de los carbonatos del Titónico-Berriasiense y Aptiense, a las salmueras evaporíticas del Triásico y Liásico que circularon por fallas y discordancias durante el Neocomiense y Albiense. En las areniscas estudiadas y teniendo en cuenta que la albitización afecta más intensamente a las formaciones más profundamente enterradas, consideramos que fluidos salinos pudieron ascender por las fracturas generadas durante el *rift* mesozoico y aportar el Na necesario para la albitización.

### 19.7.- Evolución de la porosidad

Para evaluar la importancia de la pérdida de porosidad por compactación frente a la cementación existen varios diagramas, entre ellos los propuestos por Houseknecht (1987) y Lundegard (1992). Ambos diagramas permiten obtener una pauta de evolución de la porosidad, aunque según varios autores (Pate, 1989; Ehrenberg, 1989; Wilson, 1994) consideran que el gráfico propuesto por Houseknecht, representa sólo un porcentaje de la porosidad original destruida y no incorpora los efectos de los cambios en el volumen total de la muestra durante la compactación (debido por ejemplo a procesos de compactación química). Además, Lundegard (1992) señala que la estimación de la pérdida por compactación sólo será exacta si el volumen de granos del esqueleto permanece constante, lo que invalida los otros diagramas propuestos.

De esta forma, la representación de los datos en el diagrama de Lundegard (1992) revela que para las areniscas de las tres formaciones detríticas estudiadas (**Mora**, **Castellar** y **Camarillas**) la compactación fue el agente más importante en la destrucción de la porosidad, lo que provocó que la cementación fuese un proceso mucho menos importante al haberse “cerrado” la porosidad relativamente temprano, en la historia de enterramiento. Por ello, la distribución de los valores de porosidad primaria tan bajos y de forma dispersa en la Figura 17.4.2 estaría relacionada con el distinto contenido en matriz y fragmentos de roca arcillosos. Es importante resaltar la importancia de la porosidad secundaria en todas las formaciones por procesos diagenéticos, como son la disolución de feldespatos y la precipitación de caolín, el cual preserva parte de la microporosidad en su estructura (Fig. 17.1.1-A).

### 19.8.- Secuencia diagenética

La secuencia diagenética obtenida para todas las formaciones estudiadas (Fig. 19.8.1) se ha realizado a partir de los datos obtenidos, fundamentalmente del microscopio petrográfico,

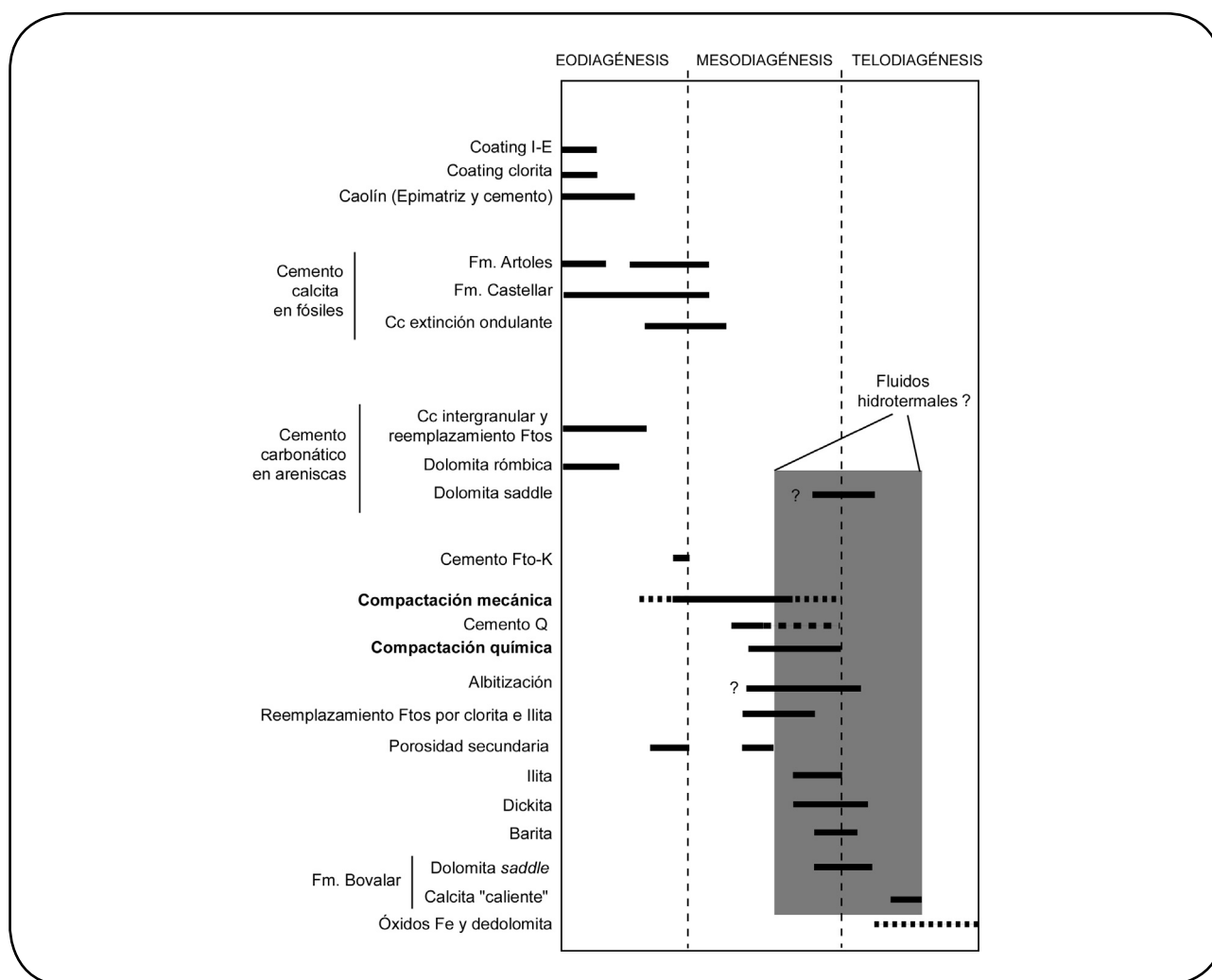


Figura 19.8.1. Secuencia de los procesos diagenéticos estudiados en las formaciones Mora, Castellar, Camarillas y Artoles.

la CL "fría" y "caliente", MEB y BSE.

En la eodiagéneiss se formarían los *coatings* de interestratificados I-E alrededor de los granos detríticos de cuarzo de la **Fm. Camarillas** y los de clorita en la **Fm. Castellar**. Otro proceso eodiagenético sería la precipitación de cemento de caolinita. Este caolín podría reemplazar a los feldespatos, micas, fragmentos de roca e intraclastos arcillosos.

En las areniscas además, se produjo la precipitación temprana de cementos de calcita intergranular, en ocasiones con textura poiquilotópica, relacionada con aguas meteóricas en condiciones de enterramiento somero que puede llegar a reemplazar a los feldespatos del esqueleto, según se va produciendo el enterramiento y el ambiente es más reductor.

Por otro lado, en las calizas de las formaciones **Castellar** y **Artoles** se produce una primera etapa de cementación por calcita de la porosidad intrapartícula en los fósiles, a partir de fluidos meteóricos, que con el enterramiento van evolucionando progresivamente hacia condiciones más reductoras. Esta evolución, en las calizas de la **Fm. Artoles** no fue gradual, sino que el hecho de que se puedan distinguir dos generaciones de cemento con distinta composición química, implica que precipitaron a partir de dos fluidos distintos, el segundo relacionado con un mayor enterramiento.

Entre la eodiagénesis y la mesodiagénesis tendría lugar el máximo desarrollo de la compactación mecánica. Este proceso fue uno de los principales condicionantes de la historia de enterramiento de las areniscas y en el que han influido:

(1) el contenido en fragmentos del esqueleto inestables que debido a la reordenación, rotura y disgregación (Schmidt y McDonald, 1979) se transformaron en pseudomatriz, reduciendo de forma importante la porosidad primaria; y (2) la escasa presencia de un cemento carbonático precompactación que impidiese este proceso.

Después de la etapa de eodiagénesis, los sedimentos se caracterizan por la mezcla de componentes detríticos estables, metaestables y minerales eodiagenéticos. Los cambios en la presión, temperatura y química del agua intersticial inducen reacciones dinámicas mesodiagenéticas. La temperatura y la historia térmica modelizada son los factores más importantes que controlan la generación de los minerales de la arcilla en esta etapa (Morad *et al.*, 2000).

Como ya se ha indicado los feldespatos, no sólo han sido reemplazados por caolinita en la etapa eodiagenética, sino que también han sido reemplazados por clorita e illita en la etapa de mesodiagénesis. Entre estos procesos y debido a la entrada de aguas meteóricas, se produciría una etapa de disolución de los feldespatos remanentes, generando una porosidad móldica no efectiva, ya que la compactación mecánica ha cerrado prácticamente todo el volumen intergranular.

Otro cemento característico de esta etapa es el sintaxial de cuarzo. La sílice necesaria procedería del proceso de compactación química (contactos largos en la **Fm. Mora** y cóncavo-convexos hasta estilolíticos en la **Fm. Camarillas**). También se puede haber liberado sílice en las reacciones de ilitización de los interestratificados I-E (Schmidt y McDonald, 1979), la alteración de feldespatos a illita (Bjørlykke, 1983). Coetáneo con este cemento se produce la transformación de caolinita en dickita y la precipitación de dickita en la porosidad primaria remanente y/o secundaria por disolución de los feldespatos.

En esta etapa de mesodiagénesis también se ha incluido el proceso de albitización que a su vez generaría subproductos de caolín y calcita.

La precipitación de cantidades variables de barita suele estar relacionada con los depósitos minerales de sulfuros de Pb-Zn-Cu de yacimientos tipo MVT citados en la *subcuenca de Penyagolosa* (Grandia *et al.*, 2003; Tritlla y Cardellach, 2003). En las areniscas estudiadas, su presencia es escasa y localizada en zonas de fractura.

En la etapa de telodiagénesis y debido a que las aguas meteóricas son oxidantes y están saturadas en CO<sub>2</sub>, se produciría la oxidación de los cementos ricos en Fe (dolomita, ankerita y clorita) y la calcitización de la dolomita. Grandes volúmenes de agua meteórica pueden llegar a gran profundidad, a favor de fracturas. Este es el caso de los cementos de calcita precipitados en las fracturas de las calizas de **Castellar**, **Camarillas** y **Artoles**. Además, en la **Fm. Bovalar** la actuación de fluidos hidrotermales, relacionados con circulación de fluidos profundos, procedentes de las evaporitas triásicas y del Lías, han originado la precipitación de dolomita *saddle*, su posterior calcitización por mezcla con aguas meteóricas y la precipitación de calcita “caliente” como última fase, asociada a una porosidad muy importante de tipo *vug*. Esta secuencia de cementación ha sido interpretada como relacionada con la etapa de distensión Alpina del Mioceno-Plioceno.

### 19.9- Modelo térmico

El modelo térmico realizado para la *subcuenca de Penyagolosa* ha permitido obtener una estimación de cuáles fueron las condiciones térmicas de esta subcuenca. Con la información obtenida, se podrá hacer una interpretación de las condiciones en que se desarrollaron los procesos diagenéticos que afectaron a los sedimentos estudiados.

Sin embargo, en primer lugar, hay que considerar que las paleotemperaturas obtenidas mediante inclusiones fluidas en cemento de cuarzo y las que se deducen a partir de los datos de reflectancia de la vitrinita (Barker y Pawlewicz, 1994) son más altas que las derivadas del modelo térmico (asumiendo que el cemento de cuarzo

precipitó en etapas de máximo enterramiento de la cuenca, Morad *et al.*, 2000).

En cuanto a las Th medidas en el cemento de cuarzo, hay que considerar que, aunque las IF en este mineral no muestran una tendencia a sufrir reequilibrio, en los rangos de temperaturas diagenéticas (Robinson *et al.*, 1992; Goldstein y Reynolds, 1994), en el caso concreto de inclusiones en el límite entre el cemento y el grano detrítico es necesario tener cierta precaución, ya que cuando una inclusión fluida es sobrecalentada, por encima de su temperatura de atrapamiento, se pueden producir sobrepresiones internas que pueden causar el reequilibrio de la inclusión por estiramiento y rotura (Marfil *et al.*, 2000). Por otro lado la reflectancia de la vitrinita es una función de la máxima temperatura alcanzada y de la exposición tiempo-temperatura (Price, 1982), por lo tanto, los valores medidos se pueden considerar un dato fiable para restringir la modelización.

De los parámetros térmicos utilizados se deduce que existe una inconsistencia entre los datos de paleotemperaturas y la modelización térmica realizada (Fig. 18.3.1 y 18.3.3). Si asumimos que, tanto las Th de las IF en cemento de cuarzo, como las obtenidas a partir de la reflectancia de la vitrinita son válidas y representativas, las elevadas paleotemperaturas pueden ser explicadas por varias causas:

- (1) En primer lugar, habría que considerar una mayor profundidad de enterramiento de las formaciones estudiadas, respecto a la que se ha utilizado para calcular el modelo de enterramiento. De esta forma, el rango de Th en las IF del cemento de cuarzo podría haber aumentado, al reequilibrarse a una mayor profundidad y temperatura de enterramiento (Osborne y Haszeldine, 1993).
- (2) En segundo lugar, el gradiente geotérmico para la etapa de *rifting* Jurásico superior-Cretácico inferior podría haber sido mayor que el empleado, ya que se han descrito valores de hasta 45°C/km en cuencas extensionales actuales.
- (3) Finalmente, las elevadas paleotemperaturas podrían estar relacionadas con la circulación de fluidos calientes a favor de fracturas y fallas.

Entre las posibilidades consideradas anteriormente, las dos primeras quedan descartadas ya que para obtener Th en IF, entre 122 y 160°C, y temperaturas, a partir de la reflectancia de la vitrinita, entre 125 y 150°C, el enterramiento de las formaciones **Castellar** y Camarillas debería haber sido de más de 5000 m (considerando un gradiente de 30°C/km), o alternativamente, el gradiente debería haber sido de más de 70°C/km. Ambas hipótesis son bastante improbables, ya que están fuera del contexto geológico de evolución de la Cuenca del Maestrazgo.

En cuanto a la circulación de fluidos calientes, esta puede ser la causa más plausible para explicar la evolución térmica de la *subcuenca de Penyagolosa*, ya que tienen la capacidad de transferir grandes cantidades de calor (Smith y Chapman, 1983) y, por lo tanto, pueden influir en la evolución térmica de los sedimentos de la cuenca sedimentaria, con los consiguientes efectos en la maduración de la materia orgánica (Person y Garven, 1992) y las alteraciones diagenéticas (Summer y Verosub, 1989). El paso de fluidos calientes a través de los sedimentos dejará una señal térmica que puede ser medida en la actualidad mediante parámetros indicadores de paleotemperaturas, como la Ro (Duddy *et al.*, 1994).

En base a los datos obtenidos, la circulación de fluidos hidrotermales queda corroborada por la presencia de dolomita *saddle* (110-155°C) y cemento de calcita “caliente” (160-260°C) en la Fm. Bovalar a favor de fracturas y fallas. Este evento, interpretado en relación con la etapa de extensión del Mioceno-Plioceno, podría haber afectado térmicamente a los sedimentos estudiados, a la madurez de la vitrinita y a las IF en los cementos de cuarzo. Asimismo, el proceso de albitización generalizado en la **Fm. Mora** y parcial en las formaciones **Castellar** y Camarillas, sugieren temperaturas de más de 100°C y profundidades de 3400 m, para completar el proceso (Morad *et al.*, 1990).

Este hidrotermalismo también se reflejaría en los minerales de la arcilla diagenéticos como



la dickita, un polimorfo de alta temperatura (Keller, 1988) que ha sido descrita en ambientes hidrotermales y diagenéticos (Marumo, 1989; Erhenberg *et al.*, 1993; Marfil *et al.*, 2003). La dickita de origen hidrotermal está frecuentemente asociada con depósitos minerales de sulfuros (MVT), precipitados a temperaturas de hasta 140°C (Th de IF en la mineralización), por lo que también puede considerarse como indicador de un evento regional térmico (Marumo, 1989).

Finalmente, hay que tener en cuenta la presencia de otros eventos hidrotermales descritos en la Cuenca del Maestrazgo (Fig. 19.9.1):

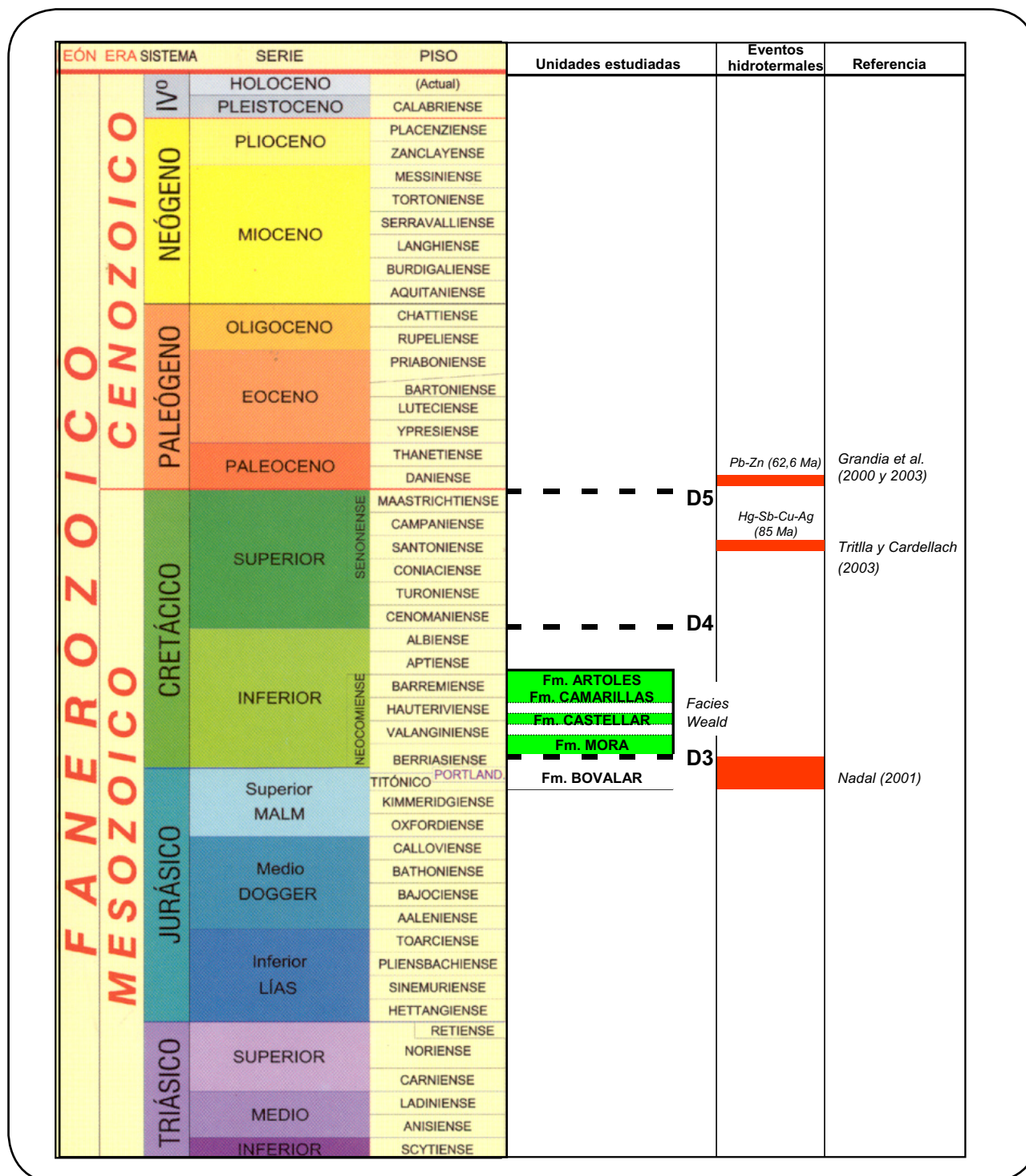
(i) La dolomitización hidrotermal asociada a fracturas, en la Cuenca del Maestrazgo y zona de enlace con la Costero Catalana, está relacionada con el límite Jurásico superior-Cretácico inferior, siendo interpretada como anterior a la formación de la discordancia D3 (Nadal, 2001). Luego, este evento sería anterior al depósito de los sedimentos estudiados y, por lo tanto, no pudo afectar a las formaciones estudiadas;

(ii) durante el Cretácico superior, Santoniense, ( $85 \pm 3$  Ma y  $84 \pm 4$  Ma, edades obtenidas mediante K/Ar en moscovitas cogenéticas con la mineralización de Hg), la mezcla de dos fluidos hidrotermales, uno con alta salinidad (15 a 22% eq. peso NaCl) y Th de 140 a 180°C, y otro con baja salinidad (5% eq. peso NaCl) y Th de hasta 240°C, generó depósitos de barita y Hg-Sb-Cu-Ag en el Triásico de la Sierra de Espadán, en el sureste de la zona de estudio (Tritlla y Cardellach, 2003), y

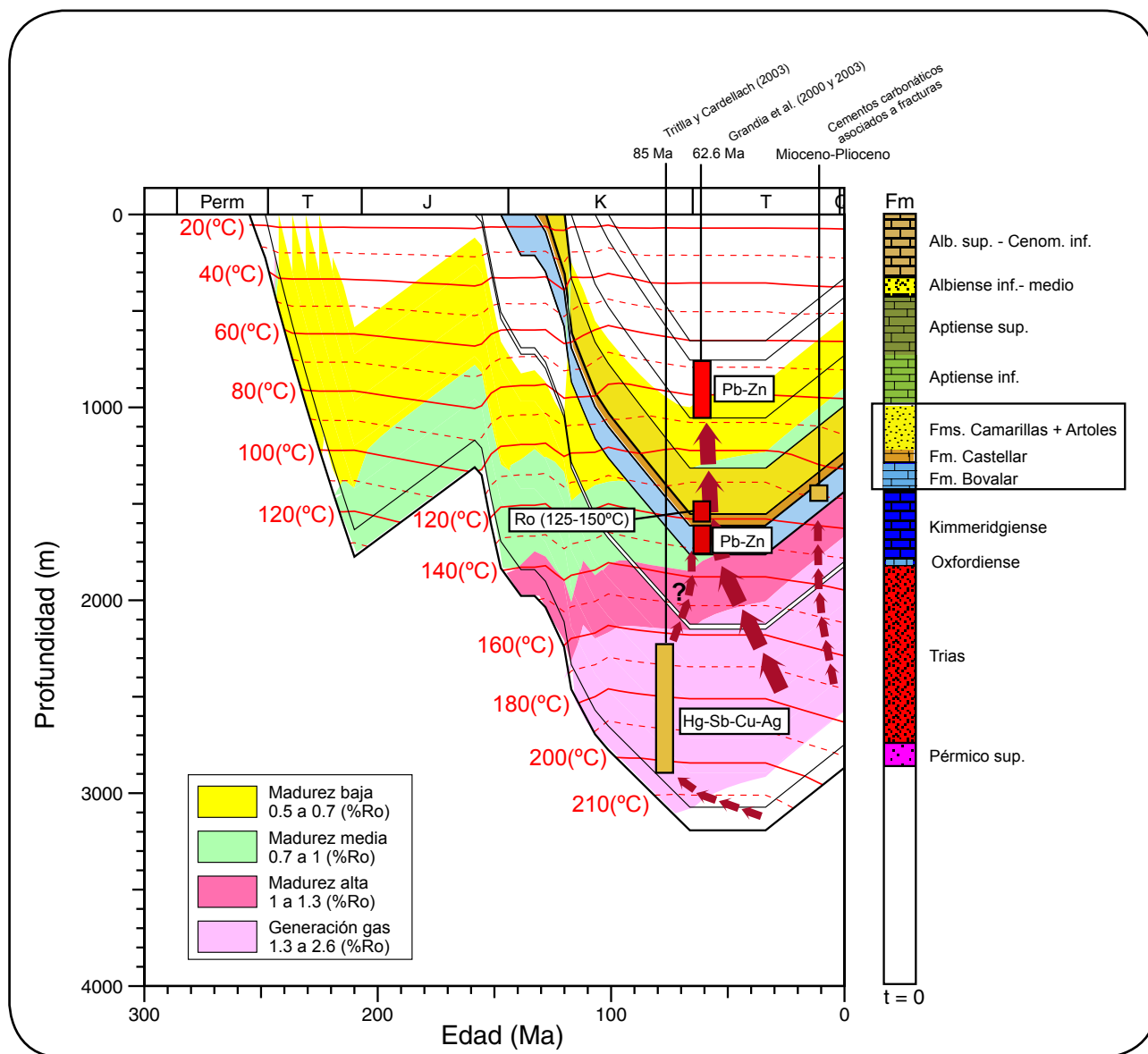
(iii) durante el Terciario inferior, Daniense, ( $62.6 \pm 0.7$  Ma, edad obtenida mediante U-Pb) se generarían depósitos de Pb-Zn de tipo “Mississippi Valley” (MVT) alojados en los carbonatos del Aptiense, en la *subcuenca de Penyagolosa* (Grandia *et al.*, 2000; Grandia *et*

*al.*, 2003) y del Titónico-Berriasiense (Michel, 1974).

Por lo tanto, si consideramos la circulación de estos fluidos hidrotermales en la *subcuenca de Penyagolosa* y tenemos en cuenta la secuencia de procesos diagenéticos y las paleotemperaturas observadas (Ro y Th en IF de los cementos de cuarzo), el modelo realizado para esta subcuenca, en condiciones térmicas normales por enterramiento (Fig. 18.3.2), debería presentar un mayor gradiente de temperatura como ha sido comentado en la Figura 18.3.3. Por lo tanto, en el modelo calculado en condiciones de hidrotermalismo, los valores de Ro medidos en las vitrinitas de las formaciones **Castellar** y Camarillas (0.82 a 0.98%) coinciden con las zonas de madurez calculadas (madurez media, Ro=0.7 a 1%). Los sedimentos estudiados han podido estar afectados con mayor probabilidad, por el evento de mineralización de Pb-Zn que afectó a las calizas del Aptiense (Grandia *et al.*, 2000; Grandia *et al.*, 2003) y de forma secundaria por el evento de mineralización de barita y Hg-Sb-Cu-Ag (Tritlla y Cardellach, 2003). Asimismo, la cementación de dolomita *saddle* y calcita “caliente” estudiada en las fracturas y fallas de la Fm. Bovalar (Fig. 19.9.2) confirman la presencia de fluidos hidrotermales en esta subcuenca. En base a las características de los cementos carbonáticos estudiados, los fluidos debieron ascender a gran velocidad desde zonas profundas, procedentes de las salmueras triásicas con altas temperaturas, hasta zonas más superficiales a través de fracturas y fallas. La entrada de aguas meteóricas por reactivación de las fracturas y fallas (ej. etapa extensional orogenia Alpina durante el Mioceno-Plioceno) habría producido la mezcla con el fluido salino y caliente.



**Figura 19.9.1.** Localización temporal de los principales eventos de dolomitización y mineralización relacionados con fluidos hidrotermales en la Cuenca del Maestrazgo. La tabla cronoestratigráfica ha sido tomada de Pieren (1994).



**Figura 19.9.2.** Modelo térmico para la subcuenca de Penyagolosa suponiendo unas condiciones de hidrotermalismo. Este modelo considera las paleotemperaturas obtenidas a partir de la reflectancia de la vitrinita (en las formaciones Castellar y Camarillas) como parámetro de restricción térmico. De esta forma, las temperaturas modelizadas y las observadas coincidirían. También se han incluido los principales eventos hidrotermales asociados con mineralizaciones en la Cuenca del Maestrazgo (Grandia *et al.*, 2000 y 2003; Tritlla y Cardellach, 2003), así como las fases hidrotermales de dolomita *saddle* y calcita caliente, estudiadas en la Fm. Bovalar. Las flechas indican como los fluidos ascendieron a gran velocidad desde zonas más profundas, procedentes de las salmueras triásicas con altas temperaturas. Progresivamente se mezclaron con aguas meteóricas precipitando estas fases minerales sin reequilibrio térmico con la roca caja.

## 20.- Conclusiones

### 20.1.- Procedencia

1.- Los depósitos detríticos del Cretácico inferior, facies *Weald* (formaciones **Mora**, **Castellar** y **Camarillas**), de las subcuencas marginales de la Cuenca del Maestrazgo se clasifican como subarcosas y en menor proporción como litoarenitas, destacando la presencia de abundante matriz, por lo que algunas areniscas pueden llegar a clasificarse como grauvacas (**Fm. Castellar**).

2.- Las principales características petrográficas de las areniscas son:

(i) Predominio de los granos de cuarzo monocristalinos con luminiscencia violeta (origen ígneo), frente a los de luminiscencia marrón (origen metamórfico; más abundantes en las formaciones **Mora** y **Castellar**).

(ii) Incremento de la cantidad de feldespato-K hacia techo (**Fm. Camarillas**).

(iii) Presencia exclusiva de albita en la **Fm. Mora**.

(iv) Predominio de los fragmentos de roca metamórficos de bajo y medio grado en las areniscas inferiores (**Mora** y **Castellar**).

(v) Ligeramente incremento de los fragmentos de roca plutónicos hacia el techo de las tres formaciones estudiadas.

(vi) En areniscas y lutitas, presencia significativa de minerales de arcilla, como la clorita en las formaciones **Mora** y **Castellar** y de illita en la **Fm. Camarillas**.

3.- Las características geoquímicas son:

(i) El contenido en elementos mayores, tanto de areniscas como de las lutitas, es consistente con una trayectoria de meteorización a partir de rocas de tipo granítico.

(ii) Tendencia alco-alcalina con empobrecimiento en Nb, Sr, P y Ti y enriquecimiento en Rb, U, La, Nd, Zr e Y, para todas las areniscas, la cual es comparable con las rocas graníticas del Sistema Central y los Montes de Toledo.

(iii) La pauta de elementos traza y REE en

areniscas también es comparable con las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica y con los metasedimentos de los Montes de Toledo.

(iv) El contenido en elementos traza y REE de lutitas es representativo de la composición de rocas de la corteza continental superior, indicando un área fuente predominante de tipo félsica, similar al PAAS y a las pizarras del Paleozoico de la Cordillera Ibérica.

(v) Las areniscas de la **Fm. Mora** presentan valores más altos en la mayoría de elementos de REE, en relación con las de **Castellar** y **Camarillas**, lo que parece estar relacionado con el aporte a partir de áreas fuentes de distinta naturaleza.

(vi) Las lutitas intercaladas entre las areniscas de las tres formaciones detríticas tienen mayores contenidos en REE, similares a los de las areniscas de la **Fm. Mora**.

(vii) La composición química de las turmalinas (chorlo) en las areniscas es comparable con las existentes en las rocas granítico-gneísicas del Sistema Central.

4.- La interpretación de la procedencia de las areniscas estudiadas debe hacerse mediante la combinación de los datos petrográficos y geoquímicos, ya que la utilización exclusiva de la información geoquímica no permite obtener una clara discriminación de la naturaleza de las áreas fuentes.

5.- Por lo tanto, la combinación de los datos petrográficos y geoquímicos sugiere un aporte para las areniscas y lutitas en facies *Weald* de las subcuencas marginales de la Cuenca del Maestrazgo a partir de rocas del Macizo Ibérico, del tipo de los granitos-gneises del Sistema Central y los Montes de Toledo, incluidas las metapelitas y rocas metamórficas. Además, se ha encontrado una mayor contribución de las pizarras del Paleozoico de la Cordillera Ibérica en la **Fm. Mora**. También podría considerarse para las tres formaciones un reciclado de materiales

previos (areniscas triásicas del Buntsandstein), aunque no queda totalmente corroborado por los datos petrográficos.

6.- Las manifestaciones ígneas de carácter volcánico que afloran en la Cordillera Ibérica, al Oeste de las subcuencas estudiadas, son descartadas como posible áreas fuentes: (i) El magmatismo calco-alcalino (Pérmico inferior) en base a su escasa extensión superficial y disposición en surcos hundidos; y (ii) los magmatismos triásicos, tanto toleítico como alcalino, debido a que sus pautas multielementales y de tierras raras difieren notablemente con la características de los sedimentos estudiados. Esta exclusión está confirmada, a su vez, por la ausencia de minerales característicos de ambas series magmáticas en las areniscas.

7.- Los sedimentos de la **Fm. Mora** estarían ligados a los primeros momentos de basculamiento de la *subcuenca de Penyagolosa*, produciéndose la erosión y aporte a partir de rocas metamórficas y pizarras del Paleozoico. En este momento todavía no se habría producido la primera etapa de levantamiento y erosión del Sistema Central, relacionada con el evento tectónico Neokimérico del Jurásico superior-Cretácico inferior. El funcionamiento del Sistema Central como área fuente queda progresivamente reflejado en las características de los sedimentos de las formaciones **Castellar** y **Camarillas**.

## 20.2.- Diagénesis

1.- La interpretación de la procedencia de las areniscas estudiadas (facies *Weald* del Cretácico inferior) está dificultada por la actuación de procesos diagenéticos e hidrotermales que han influido en su composición, como la importante compactación mecánica (seudomatriz), el reemplazamiento de los feldespatos por calcita y caolín, así como su disolución (generación de porosidad secundaria) y su albitización.

2.- Los procesos **eodiagenéticos** más importantes han sido la neoformación de minerales de arcilla como *coatings* de clorita e interestratificados

I-E, así como la formación de epimatrices y la precipitación de cementos de caolinita. Los cementos de calcita y dolomita rómbica ( $-10\text{‰ } \delta^{18}\text{O VPDB}$  y  $-9,4\text{‰ } \delta^{13}\text{C}$ ) de esta etapa son muy puntuales y esporádicos en areniscas. En las calizas de las formaciones **Castellar** y **Artoles** precipitó calcita y calcita Fe ( $-9,4$  a  $-7\text{‰ } \delta^{18}\text{O VPDB}$  y  $-0,6$  a  $-0,7\text{‰ } \delta^{13}\text{C}$ ), en la porosidad intrapartícula de fósiles.

3.- En las tres formaciones detríticas estudiadas (**Mora**, **Castellar** y **Camarillas**) la compactación fue el agente más importante en la destrucción de la porosidad, lo que provocó que la cementación fuese un proceso mucho menos importante, al haberse “cerrado” la porosidad relativamente temprano en la historia de enterramiento.

No obstante, la generación de porosidad secundaria por disolución de los feldespatos y la precipitación de caolín, preservando parte de la microporosidad en su estructura, es uno de los procesos diagenéticos más importantes sufridos por estas areniscas en etapas, tanto eo como mesodiagenéticas.

4.- Durante la **mesodiagénesis** tuvo lugar la precipitación del cemento syntaxial de cuarzo, como consecuencia de la importante compactación química de muchos niveles de estas areniscas. Las Th de las IF de este cemento indican que precipitó a temperaturas de 122 a 160°C (2,5 a 6,8 eq. peso %NaCl de salinidad). Simultáneamente a este proceso de cementación se produjo la transformación de caolinita en dickita ( $-60$  a  $-53\text{‰ } \delta\text{D V-SMOW}$ ), que afectó por igual a las tres formaciones detríticas.

Otro proceso de esta etapa sería la albitización de los feldespatos, de forma más extensiva en las areniscas de la **Fm. Mora**. La mayor riqueza en plagioclasa de las rocas metamórficas de bajo rango de las áreas fuentes facilitarían su albitización, frente a las formaciones suprayacentes más ricas en feldespato-K, donde la albitización es parcial. El proceso se produjo por un mecanismo de disolución/precipitación, al asociarse con la generación de porosidad secundaria. No hay que descartar su relación



con aportes de fluidos salinos, procedentes de la disolución de los niveles evaporíticos del Triásico y Lías, que pudieron ascender por las fracturas generadas durante el *rift* Mesozoico.

5.- Finalmente, en la etapa de **telodigénesis**, se produce la oxidación de los cementos ricos en Fe y la dedolomitización. Además, las calizas del Titónico-Berriasiense (**Fm. Bovalar**), Valanginiense-Hauteriviense (**Fm. Castellar**) y del Barremiense (**Fm. Artoles**) presentan un gran desarrollo de cementos carbonáticos asociados a fracturas sub-verticales y otras estructuras.

En la **Fm. Bovalar**, precipitó dolomita *saddle* (Th=110 a 155°C, 21,5 a 23,5 eq. peso %NaCl de salinidad, -11,5 y -11,3‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB) a partir de fluidos hidrotermales procedentes de las evaporitas del Triásico y Lías, en la etapa extensional de reactivación de las fracturas durante el Mioceno-Plioceno. Posteriormente, la circulación en profundidad de aguas meteóricas dio lugar a la precipitación de una fase final de calcita “caliente” (Th=160-260°C, 5,5 a 9,5 eq. peso %NaCl de salinidad, -13,4 a -10‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB). El cemento de dolomita *saddle* en las areniscas de la **Fm. Camarillas** también podría considerarse como una fase de alta temperatura (-8,1 y -6,7‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB), aunque no haya sido posible confirmar este dato mediante Th en IF.

En las fracturas de las formaciones **Castellar**, **Camarillas** y **Artoles**, precipitó una fase de calcita (de -7,5 a -5,8‰  $\delta^{18}\text{O}$  VPDB y -7,2 a +0,2‰  $\delta^{13}\text{C}$  VPDB) a partir de fluidos de tipo meteórico que evolucionaron en profundidad hacia composiciones con mayor contenido en Fe y Mg, típicas de condiciones más reductoras.

6.- Se ha obtenido un modelo térmico y de enterramiento para la *subcuenca de Penyalgosa*, considerando un gradiente “normal” de 27-30°C/km para la Cuenca del Maestrazgo (en base a la

modelización realizada para la subcuenca de la Salzedella que está restringida por parámetros de Ro y Th en cementos de calcita). Este mismo modelo se ha calculado para condiciones de hidrotermalismo, restringiendo los valores de temperatura con los obtenidos a partir de la reflectancia de la vitrinita medidas en las formaciones **Castellar** y **Camarillas**.

7.- Según el modelo térmico “normal”, los sedimentos estudiados se habrían enterrado a una profundidad de 1700 m, alcanzando una temperatura máxima de 65°C. Sin embargo, las altas paleotemperaturas obtenidas a partir de la reflectancia de la vitrinita (125 a 150°C) y Th de las IF en cementos de cuarzo, la transformación de la caolinita en dickita, o la presencia de dolomita *saddle* y calcita “caliente”, asociadas a fracturas y fallas durante el periodo de extensión del Mioceno-Plioceno, implicaría la presencia de unas condiciones térmicas más elevadas, las cuales justificarían el modelo realizado en condiciones de hidrotermalismo. Esta anomalía térmica puede explicarse como debida a la circulación de fluidos hidrotermales procedentes de las salmueras de las evaporitas triásicas y del Lías, pudiendo relacionarse con los fluidos implicados en el evento de mineralización de tipo *Mississippi Valley* (Pb-Zn) durante el Daniense, caracterizado por varios autores en la Cuenca del Maestrazgo.

8.- Finalmente, en este trabajo se discute en profundidad la utilización de los análisis químicos de elementos mayores, menores, traza y REE y sus limitaciones en estudios de procedencia de rocas que han sufrido diagénesis y donde además, no se ha tenido en cuenta la heterogeneidad que supone la distribución desigual de los minerales pesados, debido a la selección hidráulica durante la sedimentación, generando una fuente de variabilidad geoquímica.

## 21.- Bibliografía

- Aagaard, P., Egeberg, P.K., Saigal, G.C., Morad, S. y Bjorlykke, K., 1990. Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway. II. Formation-water chemistry and kinetic considerations. *Jour. of Sed. Petrol.*, **60**, 575-581.
- Adams, A.E. y MacKenzie, W.S., 1998. A colour atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope. Ed. by Manson Publishing, 180 pp.
- Aguilar, T., 1984. Variabilidad petrográfica de las areniscas del Portlandiense (s.l.) y Cretácico inferior (Ibérica Suroccidental y Maestrazgo). I Congreso Español de Geología, tomo III, 139-146.
- Al-Aasm, I.S., 2000. Chemical and isotopic constraints for recrystallization of sedimentary dolomites from the Western Canada Sedimentary Basin. *Aquatic Geochem.*, **6**, 227-248.
- Al-Aasm, I.S., Taylor, B.E. y South, B., 1990. Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Chem. Geol.*, **80**, 119-125.
- Allan, J.R. y Wiggins, W.D., 1993. Dolomite reservoirs geochemical techniques for evaluating origin and distribution. *Am. Ass. Petrol. Geol. Continuing Education Course Note Series*, **36**, 129 pp.
- Allen, P.A., 1997. *Earth surface processes*. Blackwell Science, Oxford, 404 p.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, **14**, 172-181.
- Andonaegui, P., 1992. *Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 366 pp.
- Aranburu, A., Fernández-Mendiola, P.A., López-Horgue, M.A. y Gracia-Mondejar, J., 2002. Syntectonic hydrothermal calcite in a faulted carbonate platform margin (Albian of Jorrios, northern Spain). *Sedimentology*, **49**, 875-890.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P. y Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. *Jour. of Sed. Res.*, **74**, 285-297.
- Arribas, J., Marfil, R. y De La Peña, J.A., 1985. Provenance of Triassic feldspathic sandstones in the Iberian Range (Spain): Significance of quartz types. *Jour. of Sed. Petrol.*, **55**, 864-868.
- Arribas, J., Alonso, A., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J.F., Alonso-Azcárate, J. y Artigas, R., 2003. Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros basin (North Spain). *Jour. of Sed. Res.*, **73**, 309-327.
- Arzi, A. A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**, 173-184.
- Aurell, M., 1990. *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincia de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de cuenca. Tesis Doctoral. Dpto. Ciencias de la Tierra, Área de Estratigrafía. Univ. Zaragoza. 510 pp.
- Aurell, M., Mas, R., Meléndez, A. y Salas, R., 1994. El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuad. de Geol. Iber.*, **18**, 369-396.
- Aurell, M., Meléndez, G., Oloriz, F., Bádenas, B., Caracuel, J., García-Ramos, J.C., Goy, A., Linares, A., Quesada, S., Robles, S., Rodríguez-Tovar, F.J., Rosales, I., Sandoval, J., Suárez de Centi, C., Tavera, J.M. y

- Valenzuela, M.**, 2002. Jurassic. In: Gibson, W. and Moreno, T. (Eds.), *The geology of Spain*. Geological Society, London, 213-254.
- Bahlburg, H.**, 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **142**, 127-142.
- Barbero, L.C.**, 1992. *Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: el complejo anatéctico de Toledo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 351pp.
- Barker, C.E. y Pawlewicz, M.J.**, 1994. Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures. In: Mukhopadhyay, P.K. and Dow, W.G. (Eds.), *Vitrinite Reflectance as a maturity parameter. Applications and limitations*. Am. Chem. Soc. Symp. Series, **570**, 216-229.
- Baroja, P.** *La venta de Mirambel*.
- Basu, A.**, 1976. Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation. *Jour. of Sed. Petrol.*, **46**, 694-709.
- Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, W.C. y Mack., G.H.**, 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Jour. of Sed. Petrol.*, **45(4)**, 873-882.
- Bates, R.L. y Jackson, J.A.**, 1987. Glossary of Geology, 2nd ed. *Am. Geol. Inst.*, Alexandria, VA, 788 pp.
- Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernández-Nieto, C. y Gonzalez, J.M.**, 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chem. Geol.*, **168**, 135-150.
- Beales, F.W.**, 1971. Cementation by white sparry dolomite. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. John Hopkins University Press, Baltimore, Maryland, 339-346.
- Beaufort, D., Cassagnabere, A., Petit, S., et al.**, 1998. Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Mineral.*, **33**, 297-316.
- Bethke, C.M. y Marshak, S.**, 1990. Brine migrations across North America- the plate tectonics of groundwater. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **18**, 287-315.
- Bhatia, M.R.**, 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Jour. Geol.*, **91**, 611-627.
- Bhatia, M.R.**, 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sediment. Geol.*, **45**, 97-113.
- Bhatia, M.R. y Crook, K.A.W.**, 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 181-193.
- Bjorlykke, K.**, 1983. Diagenetic reactions in sandstones. In: Parker, A. and Sellwood, B.W. (Eds.), *Sediment diagenesis*. NATO ASI Series, **115**, 169-213.
- Bjorlykke, K. y Aagaard, P.** 1992. Clay minerals in North Sea sandstones. In: Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones. *Soc. of Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, **47**, 65-80.
- Bloch, S.**, 1994. Importance of reservoir quality prediction in exploration. In: Wilson, M.D. (Ed.), *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. SEPM Short Course, **30**, 5-8.
- Boles, J.R.**, 1982. Active albitization of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. *Am. Jour. Sci.*, **282**, 165-180.
- Boles, J.R. y Franks, S.G.**, 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest

- Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Jour. of Sed. Petrol.*, **49**, 55-70.
- Borthwick, J. y Harmon, R.**, 1982. A note regarding  $\text{ClF}_3$  as an alternative to  $\text{BrF}_5$  for oxygen isotope analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1665-1668.
- Boynton, W.R.**, 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Brauer, J.S. y Baker, P.A.**, 1984. Experimental hydrothermal dedolomitization. *A.A.P.G. Bull.*, **68**, 456-457.
- Brenner, P. y Wiedmann, J.**, 1975. Nuevas aportaciones al conocimiento del "Weald" Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas. Actas I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica (Cuenca), 125-134.
- Bruijne, C.H. y Andriessen, P.A.**, 2000. Interplay of intraplate tectonics and surface processes in the Sierra de Guadarrama (central Spain) assessed by apatite fission track analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, **25**, 555-563.
- Brunton, G.**, 1955. Vapour glycolation. *Am. Min.*, **40**, 124-126.
- Buatier, M.D., Deneele, D., Dubois, M., Potdevin, J.L. y Lopez, M.**, 2000. Nacrite in the Lodeve Permian Basin: a TEM and fluid-inclusion study. *Eur. Jour. Mineral.*, **12**, 329-340.
- Budai, J.M., Lohmann, K.C. y Owen, R.M.**, 1984. Burial dedolomite in the Mississippian Madison Limestone, Wyoming and Utah Thrust belt. *Jour. Sedim. Petrol.*, **54**, 276-288.
- Caja, M.A., Lago, M., Salas, R. y Ramseier, K.**, 2004a (ACEPTADO). Mineralogical and geochemical provenance determination of Lower Cretaceous syn-rift sandstones, Eastern Iberian Range (Spain). 32 IGC Florence, Italia.
- Caja, M.A., Marfil, R., Lago, M. y Salas, R.**, 2004b (ACEPTADO). Caracterización geoquímica de las areniscas del Cretácico Inferior de la Cuenca del Maestrazgo, Cadena Ibérica Oriental: Nueva aportación al estudio de la procedencia. VI Congreso Geológico de España, Zaragoza. *Geotemas*.
- Caja, M.A., Marfil, R., Al-Aasm, I.S., Salas, R. y Tsige, M.**, 2004c (ACEPTADO). Fracture-related carbonate cementation and its relationship to oil migration in the Upper Jurassic limestones of the Maestrat Basin, Iberian Range (Spain). 32 IGC Florence, Italia.
- Caja, M.A., Al-Aasm, I.S., Marfil, R., Tsige, M., Martín-Crespo, T. y Salas, R.**, 2003b. Multiphase carbonate cementation related to fractures in the Upper Jurassic limestones, Maestrat Basin (Iberian Range, Spain). *Jour. of Geochem. Explor.*, **78-79**, 33-38.
- Caja, M.A., Marfil, R. y Salas, R.**, 2003a. Procesos de albitización en feldespatos detríticos de las areniscas del Cretácico inferior (subcuencas occidentales de la Cuenca del Maestrazgo). IV Congreso Ibérico de Geoquímica / Xiii Semana de Geoquímica (Coimbra), 171-173.
- Caja, M.A., Marfil, R., Salas, R. y Rossi, C.**, 2001. Composición y procedencia de los sedimentos detríticos del Cretácico inferior de las subcuencas occidentales de la cuenca del Maestrazgo. *Geotemas*, **3 (1)**, 97-100.
- Calvet, F., Travé, A., Bitzer, K., Roca, E., Trittl, J. y Baker, J.**, 2001. Dolomitization of detrital deposits related to Neogene extensional faults, Catalan Coastal Ranges (Spain). *Geotemas*, **3 (1)**, 109-111.
- Canérot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R. y Villena, J.**, 1982. Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, 273-344.

- Capote, R., Díaz, M., Gabaldón, V., Gómez, J.J., Sanchez de la Torre, L., Ruiz, P., Rosell, J., Sopena, A. y Yebenes, A., 1982.** Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Iberica. *Temas Geológicos Mineros*. IGME. Parte I, Memoria, 290 pp.
- Capote, R., Muñoz, J.A. Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E., 2002.** Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. In: *The Geology of Spain*, W. Gibbons, y T. Moreno (Eds.). The Geology Society of London: 367-400.
- Capuano, R.M., 1992.** The temperature dependence of hydrogen isotope fractionation between clay minerals and water: Evidence from a geopressed system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 2547-2554.
- Casillas, R., 1989.** *Las asociaciones plutónicas tardihercínicas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama-Sistema Central Español, (Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias): petrología, geoquímica, génesis y evolución.* Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 316 pp.
- Cassagnabere, A., 1998.** *Caractérisation et interprétation de la transition kaolinite-dickite dans les réservoirs à hydrocarbures de Froy et Rind (Mer du Nord), Norvège.* PhD Thesis, University of Poitiers, 238 pp.
- Cavalcante, F., Fiore, S., Piccarreta, G. y Tateo, F., 2003.** Geochemical and mineralogical approaches to assesing provenance and deposition of shales: A case study. *Clay Min.*, **38**, 383-397.
- Chang, H.K., Mackenzie, F.T. y Schoonmaker, J., 1986.** Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins. *Clays Clay Min.*, **34**, 407-423.
- Chayes, F., 1952.** Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltinitrite in thin section. *Am. Min.*, **37**, 337-340.
- Choquette, P. W., y Pray, L.C., 1970.** Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *A.A.P.G. Bull.*, **54**, 207-250.
- Clayton, R.N. y Mayeda, T.K., 1963.** The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 43-52.
- Colchen, M., 1974.** Geologie de la Sierra de La Demanda. Burgos-Logroño (Espagne). Memoria del IGME, 85. Servicio Publicaciones Ministerio Industria. Madrid, Vol I (436 pp.) y Vol.II (Figs.).
- Comas, M.J., Goy, A. y Pérez, A., 1975.** Identificación del Cretácico Inferior en facies Weald en la región comprendida entre Canales del Ducado y la Fuentesaviñán (Prov. de Guadalajara). *Est. Geol.*, **31**, 369-373.
- Condie, K.C., 1993.** Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Cox, R. y Lowe, D.R., 1995.** A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Jour. of Sed. Res.*, **65**, 1-21.
- Cox, R. y Lowe, D.R., 1996.** Quantification of the effects of secondary matrix on the analysis of sandstone composition and a petrographic-chemical technique for retrieving original framework grain modes of altered sandstones. *Jour. Sed. Res.*, **66(3)**, 548-558.
- Cox, R., Lowe, D.R., y Cullers, R.L., 1995.** The influence of sedimentary recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. et Cosmo. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Crook, K.A.W., 1974.** Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flysch arenites (graywackes). In:



- Dott., R.H. and Shaver, R.H. (Eds.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., **19**, 304-310.
- Cullers, R.L.**, 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediments in Kansas, USA. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **58**, 4955-4972.
- Cullers, R.L.**, 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, **51**, 181-203.
- Cullers, R.L., Basu, A. y Suttner, L.**, 1988. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholite, Montana, USA. *Chem. Geol.*, **70**, 335-348.
- Cullers, R.L., Chaudhuri, S., Arnold, B., Lee, M. y Wolf, W.J.**, 1975. REE distributions in clay minerals and in the clay-sized fraction of the lower Permian Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **39**, 1691-1703.
- Cullers, R.L. y Podkovyrov, V.N.**, 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance control and recycling. *Precambrian Res.*, **104**, 77-93.
- Decker, J. y Helmold, K.P.**, 1985. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method-Discussion. *Jour. of Sed. Petrol.*, **55**, 618-620.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J.**, 1992. An introduction to the Rocks Forming Minerals (2nd ed.). Longman, London, 696 pp.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bashenov, M.L., Lauer, J.P. y Biju-Duval, B.**, 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, **123**, 241-315.
- Díaz Molina, M. y Yébenes, A.**, 1987. La sedimentación litoral y continental durante el Cretácico inferior. Sinclinal de Galve, Teruel. *Est. Geol., Volumen Extraordinario Galve-Tremp*, 3-21.
- Dickinson, W.R.**, 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Jour. of Sed. Petrol.*, **40**, 695-707.
- Dickinson, W. R.**, 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of arenites*. NATO ASI Series, **148**, 333-361.
- Dickinson W.R.**, 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. In: Kleinspehn, K.L. y Paola, C. (Eds.): *New Perspectives in Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, 3-25.
- Dickinson W. R., Beard L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T.**, 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *G.S.A. Bull.*, **94**, 22-235.
- Dickinson, W.R. y Suczek, C.A.**, 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *A.A.P.G. Bull.*, **63**, 2164-2182.
- Díez, J.B., Ponds, D., Canudo, J.I., Cuenca, G. y Ferrer, J.**, 1995. Primeros datos palinológicos del Cretácico inferior continental de Piélagu, Galve (Teruel, España). In: López, G., Obrador, A. y Vicens, E. (Eds.), *XI Jornadas de Paleontología*. Tremp, 79-80.
- Duddy, I.R., Green, P.F., Bray, R.J. y Hegarty,**

- K.A.**, 1994. Recognition of the thermal effects of fluid flow in sedimentary basins. In: Parnel, J. (ed.), *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. Geol. Soc. Spec. Pub., **78**, 325-345.
- Ebers, M.L. y Kopp, O.C.**, 1979. Cathodoluminescent microstratigraphy in gangue dolomite, the Mascot-Jefferson City district, Tennessee. *Econ. Geol.*, **74**, 908-918.
- Ehrenberg, S.N.**, 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. *A.A.P.G. Bull.*, **77**, 1260-1286.
- Ehrenberg, S.N.**, 1989. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. Discussion: Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California. *A.A.P.G. Bull.*, **73**, 1274-1276.
- Ehrenberg, S.N., Aagaard, P., Wilson, M.J., Fraser, A.R. y Duthie, D.M.L.**, 1993. Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Min.*, **28**, 325-352.
- Emery, D., Myers, K.J. y Young, R.**, 1990. Ancient subaerial exposure and freshwater leaching in sandstones. *Geology*, **18**, 1178-1181.
- Esteban, M.**, 1973. Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides. *Acta Geol. Hisp.*, **8**, 153-157.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. y Young, G.M.**, 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for weathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Ferry, J.M.**, 1994. A historical review of metamorphic fluid flow. *Jour. Geophys. Res.*, **99(B8)**, 15487-15498.
- Fleet, A.J.**, 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 343-373.
- Floss, C. y Crozaz, G.**, 1991. Ce anomalies in the LEW85300 eucrite: Evidence for REE mobilization during Antarctic weathering. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**, 13-24.
- Floyd, P.A., Shail, R., Leveridge, B.E. y Franke, W.**, 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: Implications for tectonic environment discrimination. In: Morton, A.C., Todd, S.P. y Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geol. Soc. Spec. Pub., **57**, 173-188.
- Folk, R.L. y Assereto, R.**, 1974. Giant aragonite rays and baroque white dolomite in tepee-fillings, Triassic of Lombardy. *Ann. Mtg. Am. Ass. Petrol. Geol.*, San Antonio, Program with abstracts, **1**, 34-35.
- Füchtbauer, H.**, 1964. Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **57**, 157-298.
- Galloway, W.E.**, 1974. Deposition and Diagenetic Alteration of Sandstone in Northeast Pacific-Arc-Related Basins: Implications for Greywacke Genesis. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, **85**, 379-390.
- Garcia, D., Joseph, P., Maréchal, B. y Moutte, J.**, 2004. Patterns of geochemical variability in relation to turbidite facies in the Grès d'Annot Formation. In: P. Joseph y S.A. Lomas (Eds.) *Deep-water sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. Geological Society, London, Spec. Pub., **221**, 349-365.
- Garcia, D., Ravenne, C., Maréchal, B. y Moutte, J.**, en prensa. Geochemical variability by induced entrainment sorting: Quantified signals for provenance analysis. In: von Eynatten,

- H. y Weltje, J.G. (Eds.), Quantitative provenance analysis of sediments. *Sedimentary Geology*.
- García Ramos, J. C.**, 1985. Estudio sedimentológico del Cretácico inferior. In: *Mapa Geológico de España*. Teruel 47, 1:200.000. ITGE. Madrid.
- Garzanti, E. y Vezzoli, G.**, 2003. A clasification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Jour. of Sed. Res.*, **73(5)**, 830-837.
- Gautier, F. y Monqui, D.**, 1965. Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le wealdien de l'Est de la Prov. de Teruel (Espagne). *Bull. Mus. Hist. Nat.* (2ª sér.), **37**, 192-197.
- Gawthorpe, R.L.**, 1987. Burial dolomitization and porosity development in a mixed carbonate-clastic sequence: an example from the Bowland Basin, norther England. *Reprinted from Sedimentology*, **34**, 533-558.
- Gazzi, P.**, 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Min. et Petrog. Acta.*, **16**, 69-97.
- Giles, M.R., Stevenson, S., Martin, S.V. et al.**, 1992. The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group: a regional perspective. In: Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. and Brown, S. (Eds.), *Geology of the Brent Group*. Spec. Pub. of the Geol. Soc. of London, **61**, 289-327.
- Gilg, H.A. y Sheppard, S.M.F.**, 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Miner.*, **31**, 1-24.
- Gluyas, J.G., Grant, S.M. y Robinson, A.**, 1993. Geochemical evidence for a temporal link control on sandstone cementation. In: Horbury, A.D. and Robinson, A.G. (Eds.), *Diagenesis and Basin Development*. Ass. of Petrol. Geolog. Stud. in Geol., **36**, 23-33.
- Godfrey, J.D.**, 1962. The deuterium content of hydrous minerals from the East-Central Sierra Nevada and Yosemite National Park. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **26**, 1215-1245.
- Goldberg, M. y Bogoch, R.**, 1978. Dolomitization and hydrothermal mineralization in the Brur Calcarene (Jurassic), southern coastal plain, Israel. *Israel Jour. Earth Sci.*, **27**, 36-41.
- Goldstein, R.H. y Reynolds, T.J.**, 1994. Systematic of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Society of Economic Paleontologist*, Short Course 31.
- Gómez, J.J.**, 1979. El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Seminarios Estratigrafía (Monografías)*, **4**, 1-683.
- Grandia, F., Asmerom, Y., Getty, S., Cardellach, E. y Canals, A.**, 2000. U-Pb dating of MVT ore-stage calcite: implications for fluid flow in a Mesozoic extensional basin from Iberian Peninsula. *Jour. of Geochem. Explor.*, **69-70**, 377-380.
- Grandia, F., Cardellach, E. y Canals, A.**, 1998. Variación a escala regional de las condiciones de formación de las mineralizaciones MVT de la cuenca del Penyagolosa (Castellón-Teruel). *Bol. Soc. Esp. Min.*, **21(A)**, 106-107.
- Grandia, F., Cardellach, E. y Canals, A.**, 1999. Fluid mixing evidence in MVT Zn-Pb deposits related to rift stage carbonates of the Maestrat Basin, Eastern Spain. In: Stanley et al. (Eds.), *Mineral Deposits: Processes to Processing*, 861-864.
- Grandia, F., Cardellach, E., Canals, A. y Banks, D.A.**, 2003. Geochemistry of the fluids related to epigenetic carbonate-hosted Zn-Pb deposits in the Maestrat Basin, Eastern Spain: Fluid inclusion and isotope (Cl, C, O, S, Sr) evidence. *Econ. Geol.*, **98**, 933-954.
- Grantham J.H. y Velbel M.A.**, 1988. The influence of climate and topography on rock-fragments abundance in modern fluvial sands

- of the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina. *Jour. of Sed. Petrol.*, **58**, 219-227.
- Grigsby, J.D.**, 2001. Origin and growth mechanism of autigenic chlorite in sandstones of the lower Vicksburg Formation, South Texas. *Jour. Sedim. Res.*, **71**, 27-36.
- Guimerà, J., Alonso, A. y Mas, R.**, 1995. Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). In: Buchanan, J.G. and Buchanan, P.G. (Eds.), *Basin Inversion*. Geol. Soc. Spec. Publ., **88**, 433-453.
- Guimerà, J. y Salas, R.**, 1996. Inversión terciaria de la falla normal mesozoica que limitaba la subcuenca de Galve (cuenca del Maestrazgo). *Geogaceta*, **20** (7), 1701-1073.
- Guimerà, J., Salas, R., Vergés, J. y Casas, A.**, 1996. Mesozoic extension and Tertiary compressive inversion in the Iberian Chain: Results from the analysis of gravity profile. *Geogaceta*, **20** (7), 1691-1694.
- Hahne, C.**, 1930. La cadena celtibérica al este de la línea Cuenca-Teruel-Alfambra. Public. *Alem. Geol. España*, **2**, 7-70.
- Hanor, J.S.**, 1994. Origin of saline fluids in sedimentary basins. In: Parnell, J. (Ed.), *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. Geol. Soc. of London, London, **78**, 151-174.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C. y Vail, P.R.**, 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy framework of European Basins. In: De Graciansky, P-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication 60. Tablas.
- Harnois, L.**, 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sed. Geol.*, **55**, 319-322.
- Haszeldine, R.S., Brint, J.F., Fallick, A.E., Hamilton, P.J. y Brown, S.**, 1992. Open and restricted hydrologies in Brent Group diagenesis: North Sea. In: Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. and Brown, S. (Eds.), *Geology of the Brent Group*. Geol. Soc. London, Bath U.K., 401-420.
- Helmold, K.P.**, 1985. Provenance of feldspathic sandstones. The effect of diagenesis on provenance interpretations: A review. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of arenites*. NATO ASI Series, 148, 139-163.
- Henry, D.J. y Guidotti, C.V.**, 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.*, **70**, 1-15.
- Herron, M.M.**, 1988. Geochemical classification of terrigenous sands from core or log data. *Jour. of Sed. Petrol.*, **58**, 820-829.
- Heydari, E.**, 1997. Hydrotectonic models of burial diagenesis in platform carbonates based on formation water geochemistry in North American sedimentary basins. In: Montañez, I.P., Gregg, J.M. and Shelton, K.L., (Eds.), *Basin-Wide diagenetic patterns: Integrated Petrologic, Geochemical and Hydrologic considerations*, SEPM Spec. Pub., **57**, 53-79.
- Hilier, S.**, 1994. Pore-lining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: electron microprobe SEM and XRD data, and implications for their origin. *Clay Miner.*, **29**, 665-679.
- Houseknecht, D.W.**, 1987. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *A.A.P.G. Bull.*, **71**(6), 633-642.
- Humphries, B., Morton, A. C., Hallsworth, C. R., Gatliff, R. W. y Riding, J. B.**, 1991. An integrated approach to provenance studies: a case example from the Upper Jurassic of the Central Graben, North Sea. In: Morton, A.C., Andrew, C., Todd, S. P. and Haughton, P. D.W. (Eds.), *Developments in sedimentary provenance*

*studies. Geol. Soc. Spec. Pub.*, **57**, 67-78.

**Hutcheon, I.**, 2000. Principles of diagenesis and what drives mineral change. In: Kyser, K. (Ed.), *Fluid and Basin Evolution*. Min. Ass. of Canada. Short Course Series, **28** (chapter 5), 93-114.

**I.G.M.E.**, 1979. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, nº 518 (Montalbán) Segunda serie, Primera edición. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

**I.G.M.E.**, 1980. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, nº 543 (Villarluengo) Segunda serie, Primera edición. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

**I.G.M.E.**, 1981. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, nº 568 (Alcalá de la Selva) Segunda serie, Primera edición. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

**I.G.M.E.**, 1981. Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000, nº 41 (Tortosa) Segunda edición. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

**I.G.M.E.**, 1981. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, nº 592 (Villahermosa del Río) Segunda serie, Primera edición. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

**I.G.M.E.**, 1983. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, nº 567 (Teruel) Segunda serie, Primera edición. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

**I.G.M.E.**, 1985. Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000, nº 47(Teruel) Primera edición. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. 192 pp. Madrid.

**I.G.M.E.**, 1985. Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000, nº 48 (Vinaròs) Primera edición. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. 100 pp. Madrid.

**I.G.M.E.**, 1986. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, nº 591 (Mora de Rubielos)

Segunda serie, Primera edición. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

**I.G.M.E.**, 1991. Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000, nº 40 (Daroca) Primera edición. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. Madrid. 239 pp.

**Ingersoll, R.V.**, 1983. Petrofacies and provenance of late Mesozoic forearc basin, northern and central California. *A.A.P.G. Bull.*, **67**, 1125-1142.

**Ingersoll, R.V.**, 1990. Actualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks. *Geology*, **18**, 733-736.

**Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. y Sares, S.W.**, 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Jour. of Sed. Petrol.*, **54**, 103-116.

**Irwing, H., Curtis, C. y Coleman, M.**, 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, **269**, 209-213.

**Jenkyns, H.C., Jones, C.E., Gröcke, R., Hesselbo, S. y Parkinson, D.N.**, 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Jour. of the Geol. Soc.*, London, 159, 351-378.

**Johnsson, M.J.**, 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnson, M.J. and Basu, A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Geol. Soc. of Am. Spec. Paper, **284**, 1-19.

**Kastner, M. y Siever, R.**, 1979. Low temperature feldspars in sedimentary rocks. *Am. Jour. of Sci.*, **279**, 435-479.

**Keller, W.D.**, 1988. Authigenic kaolinite and dickite associated with metal sulfides-probable indicators of a regional thermal event. *Clay and*



*clay Min.*, **36**, 153-158.

**Ketzer, J.M., Morad, S., Nystuen, J.P. y De Ros, L.F.**, 2003. The role of the Cimmerian unconformity (Early Cretaceous) in the kaolinitization and related reservoir-quality evolution in Triassic sandstones of the Snorre Field, North Sea. In: Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Int. Ass. of Sediment. Spec. Pub., **34**, 361-382.

**Lago, M., Arranz, E., Gil, A. y Pocovi, A.**, 2004 (ACEPTADO). Magmatismo asociado (Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. In: *Geología de España* (Ed. IGME-SGE). Madrid.

**Lago, M., Auqué, L., Arranz, E., Gil, A. y Pocovi, A.**, 1993. Caracteres de la fosa de Bronchales (Stephaniense-Pérmico) y de la turmalinización asociada a las riolitas calcoalcalinas (Provincia de Teruel). *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, **18**, 65-79.

**Lago, M., Dumitrescu, R., Bastida, J. Arranz, E., Gil-Imaz, A., Pocovo, A., Lapuente, M.P. y Vaquer, R.**, 1996. Características de los magmatismos alcalino y subalcalino pre-Hetangiense del borde SE de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **20**, 159-181.

**Lago, M., Galé, C., Arranz, E., Gil, A. Pocovi, A. y Vaquer, R.**, 2000. The Triassic alkaline dolerites of the Valacloche-Camarena (SE Iberian Chain, Teruel): Geodynamic implications. *Est. Geol.*, **56**, 211-228.

**Leach, D.L., Plumlee, G.S., Hofstra, A.H. et al.**, 1991. Origin of late-dolomite cement by CO<sub>2</sub>-saturated deep-basin brines: evidence from Ozark Region, Central United States. *Geology*, **19**, 348-351.

**Lee, Y.I.**, 2002. Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea. *Sed. Geol.*, **149**, 219-235.

**Liesa, C.L.**, 2000. *Fracturación y campos de*

*esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 765 p.

**Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A.**, 1996. Estudio preliminar sobre la tectónica sinsedimentaria del Cretácico inferior en el borde septentrional de la Cubeta de Aliaga (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, **20(7)**, 1707-1710.

**Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A.**, 2000. Estructura extensiva cretácica e inversión terciaria del margen noroccidental de la subcuenca de Las Parras (Cordillera Ibérica, España). *Geotemas*, **1(2)**, 231-234.

**Lindholm, R.C. y Finkelman, R.B.**, 1972. Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *Jour. of Sed. Petrol.*, **44**, 428-440.

**Lohmann, K.C.**, 1987. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their applications to studies of paleokarst. In: James, N.P. and Choquette, P.W. (Eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag, 58-80.

**Lonnee, J. y Al-Aasm, I.S.**, 2000. Dolomitization and fluid evolution in the Middle Devonian Sulphur Point Formation, Rainbow South Field, Alberta: Petrographic and geochemical evidence. *Bull. of Canadian Petrol. Geol.*, **48(3)**, 262-283.

**Lopatin, N.V.**, 1971. Temperature and geologic time as factors in coalification. *Izvestiya Akademii Nauk URSS, Seriya Geologicheskaya*, **3**, 95-106.

**Lundegard, P.D.**, 1992. Sandstones porosity loss. A "big picture" view of the importance of compaction. *Jour. of Sed. Petrol.*, **62**, 250-260.

**Machel, H.G. y Lonnee, J.**, 2002. Hydrothermal dolomite-a product of poor definition and imagination. *Sed. Geol.*, **152**, 163-171.

**Mack, G.H.**, 1984. Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Jour. of Sed. Petrol.*, **54**, 212-220.

- Mack, G.H. y Suttner, L.J.**, 1977. Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado front range. *Jour. of Sed. Petrol.*, **47**, 89-100.
- Mackenzie, R.C.**, 1966. The differential thermal investigation of clays. Mineralogical Society, London, 456 pp.
- Marenssi, S.A., Net, L.I. y Santillana, S.N.**, 2002. Provenance, environmental and paleogeographic controls on sandstone composition in an incised-valley system: the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Sed. Geol.*, **150**, 301-321.
- Marfil, R., Hall, A., García-Gil, S. y Stamatakis, M.G.**, 1998. Petrology and geochemistry of diagenetically altered tuffaceous rocks from the middle Triassic of Central Spain. *Jour. of Sed. Res.*, **68**, 391-403.
- Marfil, R., Rossi, C., Lozano, P., Permanyer, A. y Ramseyer, K.**, 2000. Quartz cementation in Cretaceous and Jurassic reservoir sandstones from the Salam oil field, Western Desert, Egypt: Constraints on temperature and timing of formation from fluid inclusions. In: Worden, R.H. y Morad, S. (Eds.), *Quartz cementation in sandstones*. Spec. Publs int. Ass. Sediment., **29**, 163-182.
- Marfil, R., Delgado, A., Rossi, C., La Iglesia, A. y Ramseyer, K.**, 2003. Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt). In: Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Int. Ass. of Sediment. Spec. Pub., **34**, 319-342.
- Marshall, D.J.**, 1988. *Cathodoluminescence of Geological Materials*. Boston (Unwin Hyman).
- Martín Vivaldi, J.L. y Rodríguez Gallego, M.**, 1961. Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffraction photographs. Part I. Chlorite-kaolinite mixtures. Part II. Chlorite, swelling chlorite and montmorillonite. *Clay Min.*, **4**, 288-292.
- Martínez González, R.M., Lago, M., Valenzuela, J.I., Vaquer, R., Salas, R. y Dumitrescu, R.**, 1997. El volcanismo triásico y jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica y su relación con los estadios de rift mesozoicos. *Bol. Geol. y Min.*, **108(4)**, 367-376.
- Marumo, K.**, 1989. Genesis of kaolin minerals and pyrophyllite in Kuroko deposits of Japan: Implications for the origins of the hydrothermal fluids from mineralogical and stable isotope data. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **53**, 2915-2924.
- Mas, J.R. y Alonso, A.**, 1977. Evolución sedimentológica del Jurásico terminal en "Facies Purbeck" y Cretácico basal en "Facies Weald" de Villar de Tejas (Valencia). *Est. Geol.*, **33**, 557-569.
- Mas, J.R., Alonso, A. y Meléndez, N.**, 1984. La formación Villar del Arzobispo: Un ejemplo de llanuras siliciclásticas asociadas a plataformas carbonatadas. Jurásico Terminal (NW de Valencia y E de Cuenca). In: Obrador, A. (Ed.), *Homenaje a Luis Sanchez de la Torre*. Publicaciones de Geología de la Universidad Autónoma de Barcelona, 175-188.
- Masse, J.P.**, 1976. Les calcaires urgoniens de Provence. Thèse Sciences Univ. Marseille, 445 pp.
- Mata, M.P., López Aguayo, F. y Osácar, M.C.**, 2000. Una aproximación al área fuente del Weald de Cameros: Datos geoquímicos. *Geotemas*, **1(3)**, 263-265.
- Matter, A. y Ramseyer, K.**, 1985. Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of arenites*. NATO ASI Series, **148**, 191-211.
- McAulay, G.E., Burley, S.D., Fallick, A.E. y Kusznir, N.J.**, 1994. Paleohydrodynamic fluid

flow regimes during diagenesis of the Brent Group in the Hutton-NW Hutton reservoirs: constraints from oxygen isotopic studies of autigenic kaolin and reverse flexural modeling. *Clay Mineral.*, **29**, 609-626.

**McBride, E.F.**, 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of arenites*. NATO ASI Series, **148**, 95-113.

**McLennan, S.M.**, 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R. and McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. Reviews in Mineralogy, **21**, 169-200.

**McLennan, S.M.**, 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochim. Geosyst.*, **2**, 2000GC000109.

**McLennan, S.M., Bock, B., Hemming, S.R., Hurowitz, J.A., Lev, S.M. y McDaniel, D.K.**, 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In: Lentz, D.R. (Ed.), *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: Evolutionary considerations to mineral deposit-forming environments*. Geol. Assoc. Canada GEOtext. St. John's, Nfld, **5**, 1-31.

**McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. y Hanson, G.N.**, 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J., and Basu, A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **284**, 21-40.

**McLennan, S.M. y Taylor, S.R.**, 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution revisited: tectonic setting and secular trends. *Jour. Geol.*, **99**, 1-22.

**McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. y Maynard, J.B.**, 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea

turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **54**, 2015-2050.

**Meléndez, F.**, 1971-73. *Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas*. Tesis Ciencias. Madrid. 245 pp.

**Meléndez, F., Villena-Morales, J., Ramírez del Pozo, J., Portero García, J.M., Olive Davo, A., Assens, J. y Sánchez Soria, P.**, 1974. Síntesis del Cretácico de la zona sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. I Simp. Sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca, 241-252.

**Meléndez, A. y Soria, A.R.**, 1999. Estratigrafía y sedimentología de las facies Weald de la subcuenca de Las Parras (Teruel). *Teruel*, **87(1)**, 7-37.

**Michel, B.**, 1974. Contribution à l'étude des mineralisations plombo-zincifères dans le crétacé inférieur du Maestrazgo: (Provinces de Castellón et Teruel-Espagne). Memoire de These. Université de Nancy I. 141pp.

**Milliken, K.L.**, 1998. Loss of provenance information through subsurface diagenesis in Plio-Pleistocene, northern Gulf of Mexico. *Jour. of Sed. Petrol.*, **58**, 992-1002.

**Milliken, K.L.**, 2003. Late diagenesis and mass transfer in sandstone-shale sequences. In: *Treatise on geochemistry. Sediments, diagenesis and sedimentary rocks* (Ed. F.T. Mackenzie), **7**, 159-190.

**Mitra, S. y Beard, W.C.**, 1980. Theoretical models of porosity reduction by pressure solution for well-sorted sandstones. *Jour. of Sed. Petrol.*, **50**, 1347-1360.

**Molina, J.M. y Salas, R.**, 1993. Bauxitas kársticas del Cretácico inferior en Fuentespalda (provincia de Teruel): Estratigrafía, origen y paleogeografía. *Cuad. de Geol. Iber.*, **17**, 207-230.

- Molinaroli, E., Blom, M. y Basu, A., 1991.** Methods of provenance determination tested with discriminant function analysis. *Jour. of Sed. Petrol.*, **61**, 900-908.
- Mongelli, G., 1993.** REE and other trace elements in a granitic weathering profile from "Serre", southern Italy. *Chem. Geol.*, **103**, 17-25.
- Mongelli, G., Cullers, R.L. y Muelheisen, S., 1996.** Geochemistry of late Cretaceous-Oligocene shales from the Varicolori Formation, southern Apennines, Italy; implications for mineralogical, grain-size control and provenance. *Eur. Jour. Mineral.*, **8**, 733-754.
- Morad, S., 1986.** Albitization of K-feldspar grains in Proterozoic arkoses and greywackes from southern Sweden. *N. Jb. Miner. Mh.*, **4**, 145-156.
- Morad, S., 1998.** Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. In: Morad, S. (Ed.), *Carbonate cementation in sandstones*. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., **26**, 1-26.
- Morad, S. y AlDahan, A.A., 1987.** Diagenetic chloritization of feldspars in sandstones. *Sedimentary Geology*, **51**, 155-164.
- Morad, S., Ben Ismail, H., Al-Aasm, I.S. y De Ros, L.F., 1994.** Diagenesis and formation-water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. *Sedimentology*, **41**, 1253-1272.
- Morad, S., Bergan, M., Knarud, R. y Nystuen, J.P., 1990.** Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre field, Norwegian North Sea. *Jour. of Sed. Petrol.*, **60(3)**, 411-425.
- Morad, S., De Ros, L.F., Nystuen, J.P. y Bergan, M., 1998.** Carbonate diagenesis and porosity evolution in sheet-flood sandstones: evidence from the Middle and Lower Lunde Members (Triassic) in the Snorre Field, Norwegian North Sea. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, **26**, 53-85.
- Morad, S., Ketzer, J.M. y De Ros, F., 2000.** Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, **47**, 95-120.
- Morad, S., Worden, R.H. y Ketzer, J.M., 2003.** Oxygen and hydrogen isotopic composition of diagenetic clay minerals in sandstones: a review of the data and controls. In: Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Int. Ass. of Sediment. Spec. Pub., **34**, 63-91.
- Morey, G.B. y Setterholm, D.R., 1997.** The distribution of rare-earth elements in weathering profiles and related sediments of central and southwestern Minnesota: Implications for provenance studies. *Jour. Sed. Res.*, **67**, 105-115.
- Morton, A.C., 1984.** Stability of detrital HM in Tertiary sandstones from the North Sea basin. *Clay Min.*, **19**, 287-308.
- Morton, A.C., 1991.** Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: Morton, A.C., Todd, S.P. and Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in sedimentary provenance studies*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **57**, 31-45.
- Mullis, A.M., 1991.** The role of silica precipitation kinetics in determining the rate of quartz pressure solution. *Jour. of Geoph. Res.*, **96B**, 10007-10013.
- Nadal, J., 2000.** Dolomías relacionadas con fallas durante la etapa de rift Jurásico superior-Cretácico inferior en la subcuenca de la Salzedella (Cuenca del Maestrazgo, Cadena Ibérica). V Congreso Geológico de España, Alicante. *Geotemas*, **1(2)**, 247-252.
- Nadal, J., 2001.** *Estudi de la dolomitització del Juràssic superior-Cretaci inferior de la cadena ibèrica oriental i la cadena costanera catalana: Relació amb la segona etapa de rift mesozoica*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona. 443 pp.

- Nesbitt, H.W.**, 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nat.*, **279**, 206-210.
- Nesbitt, H.W. y Young, G.M.**, 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Nesbitt, H.W. y Young, G.M.**, 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **48**, 1523-1534.
- Nesbitt, H.W. y Young, G.M.**, 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Jour. Geol.*, **97**, 129-147.
- Nesbitt, H.W., Markovics, G. y Price, R.C.**, 1980. Chemical processes affecting alkalines and alkaline earths during continental weathering. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **44**, 1659-1666.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M. y Keays, R.R.**, 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *Jour. Geol.*, **104**, 525-542.
- Öhlander, B., Ingri, J. y Ponter, C.**, 1991. Geochemistry of till weathering in the Kalix River Watershed, northern Sweden. In: Rosen, K. (Ed.), *Chemical Weathering Under Field Conditions*. Report 63, 1-18. Reports in forest ecology and forest soils, Swedish University of Agricultural Sciences.
- Ortí, F.**, 1990. Introducción al Triásico evaporítico del sector central valenciano. In: Ortí, F. y Salvany, J.M. (Eds.), *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*. ENRESA-Univ. Barcelona, 205-211.
- Osborne, M. y Haszeldine, R.S.**, 1993. Evidence for resetting of fluid inclusion temperatures from quartz cements in oil fields. *Marine and Petroleum Geology*, **10**, 271-278.
- Palomares, M. y Arribas, J.**, 1993. Modern stream sands from compound crystalline sources: Composition and sand generation index. In: Johnson, M.J. and Basu, A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Geol. Soc. of Am., Spec. Paper, **284**, 313-322.
- Parnell, J.**, 1998. *Dating and duration of fluid flow and fluid-rock interaction*. Special Publication. Geol. Soc. of London, London, **144**, 284 pp.
- Pate, C.R.**, 1989. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: discussion. *A.A.P.G. Bull.*, **73**, 1270-1273.
- Pearce, J.A.**, 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pérez-Soba, C.**, 1992. *Petrología y geoquímica del macizo granítico de La Pedriza, Sistema Central español*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 225 pp.
- Permanyer, A., Salas, R. y Bitzer, K.**, 2000. Thermal modelling and geochemical constraints in the Late Jurassic of the Southern Iberian Chain (NE Spain). In: *New Perspectives on Organic Geochemistry for the third Millennium*. L.A. Tröndade, A.C. Macedo and S. M. Barbanir (Eds.). Proceedings of the 7th Latin-american Congress on Organic Geochemistry, 179-182.
- Permanyer, A., Salas, R. y Rossi, C.**, 2001. Contribution of organic geochemistry to integrated studies on sedimentary basin evolution. In: Lago, M., Arranz, E. y Galé, C. (Eds.). *III Congreso Ibérico de Geoquímica, VIII Congreso de Geoquímica de España*. Zaragoza, 113-125.
- Person, M. y Garven, G.**, 1992. Hydrologic constraints on petroleum generation within continental rift basins: Theory and application to



the Rhine Graben. *AAPG Bull.*, 76, 468-488.

**Pettijohn, F.J., Potter, P.E y Siever, R., 1973.** Sand and sandstones. Springer-Verlag, Berlin. 617 pp.

**Pieren, A., 1991.** Tabla cronoestratigráfica. Dpto. Estratigrafía, Universidad Complutense, Instituto de Geología Económica, CSIC, Madrid.

**Preston, J., Hartley, A., Mange-Rajetzky, M., Hole, M., May, G., Buck, S. y Vaughan, L., 2002.** The provenance of Triassic continental sandstones from the Beryl Field, Northern North Sea: Mineralogical, geochemical and sedimentological constraints. *Jour. of Sed. Res.*, 72, 18-29.

**Price, L.C., 1982.** Time as a factor in organic metamorphism, and the use of vitrinite reflectance as an absolute paleogeothermometer (abs.). *A.A.P.G. Bull.*, 66, 619 p.

**Pujalte, V., 1982.** Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, 51-62.

**Querol, R., Rey, J., Díaz, A., Hernaiz, P.P. y Salas, R., 1991.** Geología de la región de Maestrazgo. Informe para Enresa de la empresa Inypsa, inédito. 2 vol.

**Radke, B.M. y Mathis, R.L., 1980.** On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Jour. of Sed. Petrol.*, 50, 1149-1168.

**Ramírez del Pozo, J., 1971.** Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). *Mem. Inst. Geol. y Min. de Esp.*, 78, (3 volúmenes), 357 pp.

**Ramírez del Pozo, J. y Aguilar, M.J., 1972.** Consideraciones sedimentológicas y paleogeográficas de las facies Purbeck y Weald de la cubeta de Santander-Burgos. *Est. Geol.*, 28, 173-192.

**Ramírez del Pozo, J. y Meléndez, F., 1972.**

Nuevos datos sobre el Cretácico inferior en facies "Weald" de la Serranía de Cuenca. *Bol. Geol. y Min.*, 83(6), 569-581.

**Ramseyer, K., Baumann, J., Matter, A. y Mullis, J., 1988.** Cathodoluminescence color of alpha quartz. *Min. Magaz.*, 52, 669-677.

**Ramseyer, K. y Mullis, J., 1990.** Factors influencing short-lived blue cathodoluminescence of alpha quartz. *Am. Min.*, 75, 791-800.

**Rat, P., 1982.** Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuad. Geol. Iber.*, 8, 1059-1076.

**Retallack, G.J., 1986.** The fossil record of soils. In: Wright, V.P. (Ed.), *Paleosols, their recognition and interpretation*. Oxford, United Kingdom, Blackwell, 1-57.

**Rincón, R., Vilas, L., Arias, C., García Quintana, A., Mas, J.R., Alonso, A. y Meléndez, N., 1983.** El Cretácico de las cordilleras intermedias y borde de la Meseta. In: *Geología de España*. Libro jubilar J.M. Ríos. Tomo II, 79-103.

**Robinson, A., Grant, S. y Oxtoby, N., 1992.** Evidence against natural deformation of fluid inclusions in diagenetic quartz. *Marine and Petroleum Geology*, 9, 568-572.

**Roca, E., Guimerà, J. y Salas, R., 1994.** Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geol. Magaz.*, 131(2), 155-168.

**Rollinson, H.R., 1993.** Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical. 352 pp.

**Roman, E.L. y Leach, D.L., 1989.** Constraints from fluid inclusions on sulfide precipitation mechanisms and ore fluid migration in the Viburnum trend Lead District, Missouri. *Econ. Geol.*, 84, 1948-1965.

**Rooney, C.B. y Basu, A., 1994.** Provenance analysis of muddy sandstones. *Jour. Sed. Res.*,

64, 2-7.

**Roser, B.P. y Korsch, R.J.**, 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Jour. of Geol.*, **94**, 635-650.

**Roser, B.P. y Korsch, R.J.**, 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**, 119-139.

**Rossi, C., Goldstein, R.H., Marfil, R., Salas, R., Benito, M.I., Permanyer, A., de la Peña, J.A. y Caja, M.A.**, 2001. Diagenetic and oil migration history of the Kimmeridgian Ascla Formation, Maestrat Basin, Spain. *Marine and Petroleum Geol.*, **18**, 287-306.

**Rozanski, K., Araguás, L. y Gonfiantini, R.**, 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: *Climatic change in continental isotopic records*. (Ed. A.G.U.). *Geophysical Monograph*, **78**, 1-36.

**Rubio, J.**, 1997. *Relació tecto-sedimentària de la cubeta de Mora de Rubielos a l'etapa Neocomià-Barremià (SE Serralada Ibèrica)*. Tesis de licenciatura. Universidad de Barcelona. 84 pp.

**Russell, M.J.**, 1975. Lithogeochemical environment of the Tynagh base-metal deposit, Ireland, and its bearing on ore deposition. *Trans. Inst. Min. Metall.*, **84**, B128-B133.

**Saigal, G.C., Morad, S., Bjorlykke, K., Egeberg, P.K. y Aagaard, P.**, 1988. Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway, I. Textures and origin. *Jour. of Sed. Petrol.*, **58**, 1003-1013.

**Salas, R.**, 1983. Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica. *Com. Congr. Nac. Sedimentología, Menorca*, 3.34-3.38.

**Salas, R.**, 1987. *El Malm y el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf y la Serra d'Espadà*. Tesis. Doct. de Barcelona, I: 345 pp., II; figs.

**Salas, R.**, 1989. Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuad. Geol. Iber.*, **13**, 121-157.

**Salas, R. y Casas, A.**, 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy, and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, **228**, 33-55.

**Salas, R. y Guimerà, J.**, 1996. Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20 (7), 1704-1706.

**Salas, R. y Guimerà, J.**, 1997. Estructura y estratigrafía secuencial de la cuenca del Maestrazgo durante la etapa de rift jurásica superior-cretácica inferior (Cordillera Ibérica Oriental). *Bol. Geol. y Min.*, **108(4 y 5)**, 393-402.

**Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A.**, 2001. Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain). In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. and Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Paris. Mém. Mus. Natn. Hist. Nat., **186**, 145-185.

**Salas, R., Martín-Closas, C., Querol, X., Guimerà, J. y Roca, E.**, 1991. *Evolución tectonosedimentaria de las cuencas del Maestrat y Aliaga-Peñagolosa durante el Cretácico inferior*. Guía de campo del III Coloquio del Cretácico de España. Morella, 13-94.

**Salas, R. y Permanyer, A.**, 2003. Evidencias de la generación de hidrocarburos en la formación de margas del Mas d'Ascla (Jurásico superior, Cadena Ibérica oriental) y su relación con el campo de Amposta de la Cuenca de Tarragona.

*Bol. Geol. y Min.*, 114 (1), 75-86.

**Savin, S.M. y Epstein, S.**, 1970. The oxygen and hydrogen isotopic geochemistry of clay minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 57-66.

**Schmidt, V. y McDonald, D.A.**, 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: Scholle, A. and Schluger, P.R. (Eds.), *Aspects of diagenesis*. SEPM Spec. Pub., **26**, 175-207.

**Sclater, J.M. y Christie, P.A.F.**, 1980. Continental stretching: an explanation of the post Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Jour. of Geophys. Res. B*, **85**, 3711-3739.

**Sibson, R.H.**, 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. In: Parnell, J. (Ed.), *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. Geol. Soc. Spec. Pub., **78**, 69-84.

**Simó, J.B.**, 1982. El Maestrazgo histórico. Publicaciones del Centro de estudios del Maestrazgo, cuaderno nº1.

**Simón, J. L.**, 1984. *Compresión y distensión alpinas en la Cordillera Ibérica oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 269 p.

**Simón, J.L., Aurell, M., Meléndez, A., Pardo, G., Soria, A.R., González, A., Meléndez, G., Soria, M., Gisbert, J., Marín, C. y Soriano, A.**, 1996. Parque Geológico de Aliaga. Guía General. Publ. Gobierno de Aragón. 155 pp.

**Solé de Porta, N. y Salas, R.**, 1999. Palinofacies del berriasiense superior-Valanginiense inferior de la cuenca del Maestrazgo, Cordillera Ibérica Oriental (NE de España). In: *AGGEP: Libro homenaje a José Ramírez del Pozo*, 49-55.

**Soria, A.R., Liesa-Carrera, C.L. y Simón-Gomez, J.L.**, 1996. El Parque Geológico de Aliaga. *Geogaceta*, **20(6)**, 1457-1459.

**Soria, A.R.**, 1997. *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el*

*Cretácico inferior y su control estructural*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. 363 pp.

**Soria, A.R., Liesa, C.L., Meléndez, A. y Meléndez, N.**, 2001. Sedimentación sintectónica de la Formación El Castellar (Cretácico Inferior) en la Subcuenca de Galve (Cuenca Ibérica). *Geotemas*, **3(2)**, 257-260.

**Smith, L. y Chapman, D.S.**, 1983. On the thermal effects of groundwater flow, 1-Regional scale systems. *Jour. of Geophys. Res.*, **88, B1**, 539-608.

**Spötl, C. y Pitman, J.K.**, 1998. Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **26**, 437-460.

**Stanton, P.T. y Wilson, M.D.**, 1994. Measurement of independent variables-Composition. In: Wilson, M.D., (Ed.), *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. SEPM Short Course, **30**, 277-291.

**Steckler, M.S. y Watts, A.B.**, 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin of New York. *Earth and Planetary Letters*, **41**, 1-13.

**Summer, N.S. y Verosub, K.L.**, 1989. A low temperature hydrothermal maturation mechanism for sedimentary basins associated with volcanic rocks. In: Price, R.A. (ed.), *Origin and evolution of sedimentary basins and their energy and mineral resources*. IUGG, **3**, Washington, 129-136.

**Summerfield, M.A.**, 1983. Silcrete. In: Goudie, A.S. and Pye, K. (Eds.), *Chemical sediments and geomorphology*. London, Academic Press, 59-91.

**Sun S.S. y McDonough, W.F.**, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds.), *Magmatic in ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub., **42**, 313-345.

- Surdam, R.C., Dunn, T.L., Heasler, H.P y MacGowan, D.B.,** 1989. Porosity evolution in sandstone/shale system. In: Hutcheon, I.E., (Ed.), *Short Course in Burial Diagenesis*. Min. Ass. of Canada, 61-134.
- Suttner, L.J.,** 1974. Sedimentary petrographic provinces: an evaluation. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spe. Publ.*, **21**, 75-84.
- Suttner, L.J. y Basu, A.,** 1985. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method-Discussion. *Jour. of Sed. Petrol.*, **55**, 616-617.
- Suttner, L.J., Basu, A. y Mack, G.H.,** 1981. Climate and the origin of quartz arenites. *Jour. of Sed. Petrol.*, **51**, 1235-1246.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M.,** 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Parry, S.J.,** 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Royal Soc. of London, Philosoph. Trans.*, **A310**, 549-590.
- Tortosa, A., Palomares, M. y Arribas, J.,** 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: Morton A.C., Todd, S.P. and Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geol. Soc. Spec. Pub., **57**, 47-54.
- Toulkeridis, T., Clauer, N., Kröner, A., Reimer, T. y Todt, W.,** 1999. Characterization, provenance, and tectonic setting of Big Tree greywackes from the Archaean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sed. Geol.*, **124**, 113-129.
- Travé, A. y Calvet, F.,** 2001. Syn-rift geofluids in fractures related to the early-middle Miocene evolution of the Vallès-Penedes half-graben (NE Spain). *Tectonophysics*, **336**, 101-120.
- Trevena, A.S. y Nash, W.P.,** 1981. An electron microprobe study of detrital feldspar. *Jour. of Sed. Petrol.*, **51**, 137-150.
- Tritlla, J. y Cardellach, E.,** 2003. Ba-Hg deposits in the Espadán ranges (Iberian Chain, Eastern Spain): An example of Cretaceous fluid circulation and Alpine overprint. *Jour. of Geoche. Explor.*, **78-79**, 579-584.
- Valloni, R., Lazzari, D. y Calzolari, M.A.,** 1991. Selective alteration of arkose framework in Oligo-Miocene turbidites of the Northern Apennines foreland: impact on sedimentary provenance analysis. In: Morton, A.C., Todd, S.P. and Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geol. Soc. Spec. Pub., **57**, 125-136.
- van Der Kamp, P.C. y Leake, B.E.,** 1995. Petrology and geochemistry of siliciclastic rocks of mixed feldspathic and ophiolitic provenance in the Northern Apennines, Italy. *Chem. Geol.*, **122**, 1-20.
- van Der Plas, L. y Tobi, A.C.,** 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. *Am. Jour. of Sci.*, **263**, 87-90.
- Venneman, T. y Smith, H.,** 1990. The rate and temperature of reaction of ClF<sub>3</sub> with silicate minerals, and their relevance to oxygen isotope analysis. *Chemical Geology*, **88**, 83-88.
- Villaseca, C., Barbero, L., Huertas, M.J., Andonaegui, P. y Bellido, F.,** 1993. A cross-section through hercynian granites of central iberian zone : excursion guide : European Network of Laboratories "Granites" field trip, 4-8 october 1993, Madrid (Spain). 122 pp.
- von Eynatten, H. y Gaupp, R.,** 1999. Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. *Sed. Geol.*, **124**, 81-111.
- von Eynatten, H., Barceló-Vidal, C. y Pawlowsky-Glahn, C.,** 2003. Composition

and discrimination of sandstones: A statistical evaluation of different analytical methods. *Jour. of Sed. Res.*, **73(1)**, 47-57.

**von Eynatten, H., Schlunegger, F., Gaupp, R. y Wijbrans, J.R.**, 1999. Exhumation of the Central Alps: evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laserprobe dating of detrital white micas from the Swiss Molasse Basin. *Terra Nova*, **11**, 284-289.

**Walderhaug, O.**, 1990. A fluid inclusion study of quartz cemented sandstones from offshore mid-Norway: possible evidence for continued quartz cementation during oil emplacement. *Jour. of Sed. Petrol.*, **60**, 203-210.

**Walderhaug, O.**, 1994. Precipitation rates for quartz cement in sandstones determined by fluid inclusion microthermometry and temperature history modeling. *Jour. of Sed. Petrol.*, **60**, 203-210.

**Walker, G.**, 2000. Physical parameters for the identification of luminescence centres in minerals. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. and Ohnenstetter, D. (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin, Springer-Verlag, 23-39.

**Walker, T.R.**, 1974. Formation of red beds in moist tropical climates: a hypothesis. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **85**, 633-638.

**Waples, D.W.**, 1980. Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration. *A.A.P.G. Bull.*, **64**, 916-926.

**Waples, D.W.**, 1984. Thermals models for oil generation. In: Brooks, J. y Welte, D. (Eds.), *Advances in petroleum geochemistry*. London, Academic Press, 1, 7-67.

**Waples, D.W.**, 1985. Geochemistry in petroleum exploration. *Internat. Human Resourc. Develop. Corp.*, Boston, 232 p.

**Waples, D.W.**, 1994. Maturity modeling: thermal indicators, hydrocarbon generation and oil cracking. In: Magno, L.B. y Dow, W.G.

(Eds.), *The petroleum system- from source to trap*. A.A.P.G Memoir 60, 285-306.

**West, I.M.**, 2003. Field Guides and Bibliographies - Listing; Geology of the Central South Coast of England. Internet site: [www.soton.ac.uk/~imw/Field-Guides-Listing.htm](http://www.soton.ac.uk/~imw/Field-Guides-Listing.htm). Southampton University.

**Wilkinson, M. y Haszeldine, R.S.**, 1996. Aluminium loss during sandstone diagenesis. *Geol. Soc. of London*, **153**, 657-660.

**Willan, R.**, 2003. Provenance of Triassic-Cretaceous sandstones in the Antarctic Peninsula: Implications for terrane models during Gondwana Breakup. *Jour. of Sed. Petrol.*, **73**, 1062-1077.

**Wilson, M.D.**, 1994. Non-compositional controls on diagenetic processes. In: Wilson, M.D. (Ed.), *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. SEPM Short Course, **30**, 183-208.

**Wilson, D. y Stanton, P. T.**, 1994. Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement. In: Wilson, M.D. (Ed.), *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. SEPM Short Course, **30**, 59-118.

**Wilson, M.D. y Tillman, R.W.**, 1974. Diagenetic destruction of feldspar and genesis of clay: their influence on sandstone classification and grain size analysis. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*, **5**, 130-131.

**Wilson, M.D. y Pittman, E.D.**, 1977. Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Jour. Sedim. Petrol.*, **47**, 3-31.

**Wood, J.R.**, 1994. Chemical diagenesis. In: Wilson, M.D. (Ed.), *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. SEPM Short Course, **30**, 119-136.

**Woodward, H.B.**, 1904. Stanford's Geological Atlas of Great Britain and Ireland. London. 214



pp.

**Wooldridge, S.W. y Goldring, F., 1972.** The weald. Collection The New Naturalist : a survey of British natural history. London. 276 pp.

**Worden, R.H. y Morad, S., 2000.** Quartz cementation in oil sandstones: a review of the key controversies. In: Worden R.H. and Morad, S (Eds.), *Quartz cementation in sandstones*. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., **29**, 1-20.

**Worden, R.H. y Morad, S., 2003.** Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. In: Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Int. Ass. of Sediment. Spec. Pub., **34**, 3-41.

**Worden, R.H., Mayall, M.J. y Evans, I.J., 1997.** Predicting reservoir quality during explorations: lithic grains, porosity and permeability in Tertiary clastics of the South China Sea basin. In: Fraser,

A.J., Matthews, S.J. and Murphy, R.W (Eds.), *Petroleum Geology of S.E. Asia*. Spec. Pub. of the Geol. Soc. of London, **126**.

**Zenger, D.H., 1983.** Burial dolomitization in the Los Burro Formation (Devonian), east-central California, and the significance of late diagenetic dolomitization. *Geology*, **11**, 519-522.

**Zimmermann, U. y Bahlburg, H., 2003.** Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, **50**, 1079-1104.

**Zinkernagel, U., 1978.** Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contribution to Sedimentology*, **8**, 1-69.

**Zuffa, G.G., 1985.** Optical analyses of arenites: Influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of arenites*. NATO ASI Series, **148**, 165-189.

## 22.- Anexos

### -Índice de abreviaturas

AL: subcuenca de Aliaga	HFSE: High Field Strength Elements
Ar: Formación Artoles	ICOMPACT: índice de compactación (Lundegard, 1992)
ATD: Análisis Térmico Diferencial	ICV: Índice de variabilidad composicional de Cox et al. (1995)
BSE: Back-scattered electron, modo de electrones retrodispersados	IF: inclusiones fluidas
CEPL: Cementational porosity loss, índice de pérdida de porosidad por compactación (Lundegard, 1992)	IGV: Volúmen intergranular (Lundegard, 1992)
CIA: Índice de alteración química de Nesbitt y Young (1982)	LFSE o LILE: Low Field Strength Elements o Large Ion Lithophile Elements
CIW: Índice de meteorización química de Harnois (1988)	MEB: Microscopía Electrónica de Barrido
CL: catodoluminiscencia	Mo: Formación Mora
Cm: Formación Camarillas	MVT: Mississippi Valley-type
COPL: Compactional porosity loss, índice de pérdida de porosidad por compactación (Lundegard, 1992)	PAAS: Post-Archean average Australian shale de Taylor y McLennan (1985)
Cs: Formación Castellar	PG: subcuenca de Penyagolosa
DRX: Difracción de rayos-X	PIA: Índice de alteración de la plagioclasa de (Fedo et al. (1995)
GA: subcuenca de Galve	R: coeficiente de regresión
	REE: Rare earth elements, elementos traza
	Ro: Reflectancia de la vitrinita

Análisis Microsonda						Número de iones en base a 8 Oxígenos														Composición molecular														ppm													
Fecha	Subcuenca	Formación	Tipo	(textura, catódoluminiscencia)	Muestra	Nº	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na2O	K2O	SrO	Total %	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K	Sr	Or	Ab	An	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K	Sr				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	2	68.48	0.00	19.78	0.00	0.03	0.00	0.14	0.00	11.62	0.09	n.a.	100.15	2.986	0.000	1.017	0.000	0.001	0.000	0.007	0.000	0.983	0.005	0.000	0.5	98.8	0.7	320078	0	52333	23	256	0	1029	0	43100	369	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	3	67.25	0.00	19.87	0.00	0.03	0.00	0.26	0.00	11.43	0.11	n.a.	98.95	2.971	0.000	1.035	0.000	0.001	0.000	0.012	0.000	0.979	0.006	0.000	0.6	98.2	1.2	314306	0	52584	0	248	0	1830	0	42396	436	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	4	67.54	0.00	19.91	0.00	0.02	0.02	0.31	0.00	11.55	0.08	n.a.	99.43	2.970	0.000	1.032	0.000	0.001	0.001	0.014	0.000	0.985	0.005	0.000	0.5	98.1	1.4	315652	0	52682	0	170	90	2187	0	42833	340	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	5	66.68	0.03	19.85	0.00	0.01	0.00	0.38	0.02	11.89	0.08	n.a.	98.97	2.955	0.001	1.037	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000	1.021	0.005	0.000	0.4	97.8	1.7	311642	198	52531	0	85	0	2730	215	44080	340	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	9	65.71	0.02	20.04	0.07	0.02	0.02	0.71	0.00	11.04	0.06	n.a.	97.70	2.945	0.001	1.059	0.003	0.001	0.001	0.034	0.000	0.959	0.003	0.000	0.3	96.2	3.4	307095	120	53029	536	186	109	5096	0	40946	249	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	12	65.97	0.00	19.74	0.10	0.00	0.02	0.27	0.01	11.43	0.17	n.a.	97.70	2.958	0.000	1.043	0.004	0.000	0.001	0.013	0.000	0.994	0.010	0.000	0.9	97.8	1.3	308328	0	52224	785	0	133	1894	99	42396	697	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	13	67.16	0.02	19.85	0.00	0.00	0.00	0.33	0.05	11.35	0.07	n.a.	98.84	2.970	0.001	1.035	0.000	0.000	0.000	0.016	0.001	0.973	0.004	0.000	0.4	98.0	1.6	313881	120	52513	0	0	0	2344	430	42088	303	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	16	66.28	0.00	20.47	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00	11.53	0.12	n.a.	98.77	2.939	0.000	1.070	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000	0.992	0.007	0.000	0.7	97.7	1.6	309759	0	54172	0	39	0	2494	0	42770	494	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	17	67.65	0.00	20.27	0.01	0.01	0.03	0.36	0.00	11.30	0.19	n.a.	99.82	2.963	0.000	1.047	0.000	0.000	0.002	0.017	0.000	0.959	0.011	0.000	1.1	97.2	1.7	316171	0	53640	47	70	199	2573	0	41899	787	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	18	65.24	0.00	20.91	0.07	0.00	0.01	0.50	0.02	11.60	0.11	n.a.	98.49	2.909	0.000	1.099	0.003	0.000	0.001	0.024	0.000	1.003	0.006	0.000	0.6	97.1	2.3	304893	0	55341	536	0	66	3581	170	43015	469	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	19	66.79	0.00	20.68	0.00	0.02	0.01	0.73	0.00	11.75	0.22	n.a.	100.20	2.928	0.000	1.069	0.000	0.001	0.001	0.034	0.000	0.999	0.012	0.000	1.2	95.6	3.3	312152	0	54730	23	186	54	5189	0	43568	892	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	24	67.65	0.09	19.86	0.00	0.00	0.00	0.33	0.04	11.92	0.03	n.a.	99.92	2.965	0.003	1.026	0.000	0.000	0.000	0.015	0.001	1.014	0.002	0.000	0.2	98.3	1.5	316162	528	52550	0	0	0	2351	313	44224	129	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	26	66.78	0.00	20.62	0.01	0.00	0.01	0.85	0.00	11.56	0.07	n.a.	99.97	2.931	0.000	1.067	0.001	0.000	0.000	0.040	0.000	0.983	0.004	0.000	0.4	95.7	3.9	312124	0	54550	109	0	36	6046	0	42856	303	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	27	67.04	0.01	19.88	0.07	0.00	0.03	0.04	0.04	11.81	0.17	n.a.	99.10	2.963	0.000	1.036	0.003	0.000	0.002	0.002	0.001	1.012	0.009	0.000	0.9	98.9	0.2	313325	48	52600	560	0	175	279	385	43798	689	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	31	66.08	0.01	21.11	0.00	0.03	0.00	1.36	0.00	11.21	0.13	n.a.	99.94	2.905	0.000	1.094	0.000	0.001	0.000	0.064	0.000	0.956	0.007	0.000	0.7	93.1	6.2	308847	30	55868	0	248	0	9698	0	41584	552	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	36	66.99	0.00	19.47	0.03	0.00	0.00	0.31	0.04	8.06	5.51	n.a.	100.41	2.975	0.000	1.019	0.001	0.000	0.000	0.015	0.001	0.694	0.312	0.000	30.6	68.0	1.5	313082	0	51512	249	0	24	2230	385	29897	22854	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	40	66.28	0.04	19.99	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	11.54	0.08	n.a.	98.16	2.955	0.001	1.050	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.998	0.004	0.000	0.4	98.5	1.1	309773	240	52886	23	0	12	1637	0	42815	324	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	41	60.49	0.00	28.11	0.03	0.02	0.05	0.30	0.02	9.71	0.13	n.a.	98.87	2.679	0.000	1.467	0.001	0.001	0.003	0.014	0.000	0.834	0.007	0.000	0.9	97.4	1.7	282730	0	74375	264	186	308	2173	134	36002	544	n.a.				
06/07/01	AL	Fm. Camarillas	AB		AB.Cm.7	43	64.32	0.00	21.04																																						

	Fecha	Subcuenca	Formación	Tipo	(textura, catódoluminiscencia)	Muestra	Nº	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na2O	K2O	SrO	Total %	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K	Sr	Or	Ab	An	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K	Sr
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	26	63.78	0.00	18.99	0.04	0.00	0.01	0.06	0.05	0.63	16.03	n.a.	99.60	2.965	0.000	1.040	0.001	0.000	0.001	0.003	0.001	0.057	0.951	0.000	94.1	5.6	0.3	298112	0	50237	288	0	84	429	466	2337	66540	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	27	63.64	0.06	18.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.73	15.75	n.a.	98.97	2.973	0.002	1.031	0.000	0.000	0.000	0.001	0.066	0.939	0.000	93.5	6.5	0.0	297429	384	49544	0	0	12	0	448	2693	65369	n.a.	
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	28	63.71	0.02	18.81	0.07	0.01	0.02	0.06	0.34	0.82	15.55	n.a.	99.42	2.968	0.001	1.033	0.003	0.000	0.001	0.003	0.006	0.074	0.924	0.000	92.3	7.4	0.3	297780	132	49776	560	85	127	422	3063	3041	64535	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	29	63.93	0.02	18.70	0.05	0.00	0.00	0.02	0.39	0.54	16.28	n.a.	99.94	2.972	0.001	1.025	0.002	0.000	0.000	0.001	0.007	0.049	0.966	0.000	95.1	4.8	0.1	298785	120	49483	350	0	12	143	3502	1999	67578	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	30	63.09	0.02	19.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09	1.32	14.85	n.a.	98.48	2.966	0.001	1.052	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.120	0.888	0.000	87.9	11.9	0.2	294887	108	50427	0	0	0	279	842	4903	61642	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	34	63.76	0.06	18.86	0.02	0.00	0.00	0.03	0.31	0.85	15.44	n.a.	99.35	2.969	0.002	1.035	0.001	0.000	0.000	0.001	0.006	0.077	0.917	0.000	92.2	7.7	0.1	297999	360	49896	179	0	12	186	2768	3156	64104	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	35	63.49	0.07	18.23	0.00	0.00	0.00	0.04	0.32	0.94	15.17	n.a.	98.28	2.966	0.003	1.011	0.000	0.000	0.000	0.002	0.006	0.085	0.910	0.000	91.3	8.6	0.2	296738	432	48247	0	0	0	264	2839	3471	62983	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	39	62.81	0.03	18.73	0.00	0.05	0.00	0.00	0.19	0.36	16.24	n.a.	98.42	2.962	0.001	1.041	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.033	0.977	0.000	96.8	3.2	0.0	293550	198	49570	0	356	0	0	1693	1328	67407	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	41	61.25	0.05	19.84	0.00	0.04	0.25	0.02	0.23	0.35	16.03	n.a.	98.26	2.940	0.002	1.062	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.082	0.940	0.000	96.8	3.2	0.0	293550	198	49570	0	356	0	0	1693	1328	67407	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	43	63.51	0.02	18.71	0.00	0.00	0.00	0.07	0.23	1.12	15.15	n.a.	98.83	2.970	0.001	1.031	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.102	0.904	0.000	98.6	10.1	0.4	296845	138	49504	0	0	0	515	2051	4161	62862	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	44	63.38	0.00	18.86	0.00	0.01	0.01	0.09	0.04	1.03	15.49	n.a.	98.96	2.962	0.000	1.039	0.000	0.000	0.001	0.004	0.001	0.093	0.924	0.000	90.5	9.1	0.4	296205	0	49893	0	85	84	629	322	3805	64286	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	45	63.40	0.00	19.02	0.00	0.00	0.00	0.13	0.06	0.41	16.36	n.a.	99.38	2.959	0.000	1.046	0.000	0.000	0.000	0.006	0.001	0.037	0.974	0.000	95.7	3.7	0.6	296303	0	50324	0	31	0	908	555	1528	67893	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	47	62.30	0.05	18.73	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	1.13	15.46	n.a.	97.82	2.951	0.002	1.046	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.104	0.934	0.000	89.9	10.0	0.1	291194	282	49557	0	0	0	193	349	4180	64174	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	48	63.61	0.00	18.98	0.06	0.01	0.02	0.04	0.05	0.96	15.01	n.a.	98.84	2.966	0.000	1.044	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.087	0.933	0.000	90.9	8.9	0.2	297275	0	50232	435	108	103	293	403	3575	62294	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	50	63.60	0.00	18.68	0.02	0.00	0.00	0.04	0.02	0.49	15.83	n.a.	98.68	2.978	0.000	1.031	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.044	0.945	0.000	95.4	4.5	0.2	297427	0	49427	155	0	0	250	215	1806	65689	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	51	65.12	0.00	18.86	0.00	0.00	0.00	0.13	0.22	5.48	8.71	n.a.	98.50	2.982	0.000	1.018	0.000	0.000	0.000	0.006	0.004	0.486	0.509	0.000	50.8	48.6	0.6	304332	0	49906	0	0	0	901	1970	20313	36136	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	52	63.45	0.01	18.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.33	16.30	n.a.	99.13	2.967	0.000	1.040	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.030	0.973	0.000	97.0	3.0	0.0	296527	36	49919	0	0	0	0	1397	1235	67657	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	53	62.69	0.00	20.94	0.03	0.00	0.01	0.21	0.01	4.83	9.56	n.a.	98.33	2.891	0.000	1.138	0.001	0.000	0.000	0.011	0.000	0.432	0.562	0.000	55.9	43.0	1.1	292989	0	55402	264	0	36	1529	81	17929	39677	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	58	62.51	0.02	18.76	0.03	0.04	0.00	0.00	0.11	0.48	15.94	n.a.	97.88	2.960	0.001	1.047	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.044	0.963	0.000	95.6	4.4	0.0	292162	96	49639	241	302	6	0	976	1791	66142	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	59	64.01	0.00	18.73	0.04	0.04	0.00	0.04	0.02	0.97	15.28	n.a.	99.16	2.978	0.000	1.027	0.002	0.002	0.000	0.002	0.000	0.087	0.907	0.000	91.0	8.8	0.2	299154	0	49559	303	302	0	314	134	3598	63423	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	61	63.51	0.03	18.58	0.00	0.06	0.01	0.00	0.01	0.53	16.23	n.a.	98.95	2.974	0.001	1.025	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.048	0.969	0.000	95.3	4.7	0.0	296850	180	49160	0	441	42	0	54	1955	67358	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	64	63.51	0.04	18.81	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.32	16.60	n.a.	99.36	2.966	0.001	1.036	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.029	0.989	0.000	97.2	2.8	0.0	296845	222	49779	326	0	0	0	367	1172	68893	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	65	62.01	0.02	20.08	0.17	0.00	0.06	0.04	0.21	0.46	15.90	n.a.	98.95	2.910	0.001	1.111	0.007	0.000	0.004	0.002	0.004	0.042	0.951	0.000	95.6	4.2	0.2	298939	132	53137	1329	0	350	272	1899	1713	65975	n.a.
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	68	62.75	0.05	19.48	0.03	0.07	0.01	0.02	0.18	0.33	15.87	n.a.	98.79	2.942	0.002	1.076	0.001	0.003	0.000	0.001	0.003	0.030	0.949	0.000	96.9	3.0	0.1	293284	270	51547	241	550	36	157	1205	65884	n.a.	
	02/10/01	PG	Fm. Camarillas	FK		PN,Cm.2	70	63.32	0.00	18.57	0.00	0.02	0.00	0.01	0.22	0.41	16.17	n.a.	98.77	2.973	0.000	1.028	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.037	0.969	0.000	96.3	3.7	0.0	295934	0	49133	0	139	0	36	1953	1517	67100	n.a.
	11/06/03	PG	Fm. Camarillas	FK		MR,Cm.26	29	64.28	0.03	18.57	0.02	0.03	0.04	0.13	0.75	14.78	0.39	99.01	2.991	0.001	1.018	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.068	0.877	0.011	90.6	7.2	0.2	300406	162	49128	132	209	12	272	1164	2796	61947	3306	
	11/06/03	PG	Fm. Camarillas	FK		MR,Cm.26	32	64.85	0.00	18.44	0.00	0.00	0.85	0.09	0.02	1.04	14.47	0.37	99.26	3.002	0.000	1.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.092	0.854	0.000	93.0	9.5	0.4	303108	0	51507	78	0	0	179	3275	60057	n.a.	
	11/06/03	PG	Fm. Camarillas	FK		MR,Cm.26	34	63.96	0.00	18.52	0.00	0.00	0.00	0.10	0.14	0.88	14.68	0.42	98.70	2.987	0.000	1.019	0.000	0.000	0.000	0.005	0.003	0.080	0.875	0.011	91.1	8.3	0.5	298844	0	48993	0	0	0	736	1272	3267	60928	3568
	11/06/03	PG	Fm. Camarillas	FK	(limpio microclina, NL)	MR,Cm.26	30	64.62	0.02	18.56	0.01	0.06	0.01	0.00	0.00	0.87	14.40	0.36	98.91	2.999	0.001	1.015	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.078	0.853	0.010	91.6	8.4	0.0	302019	90	49110	109	449	72	14	0	3216	59783	3053
	11/06/03	PG	Fm. Camarillas	FK	(limpio, AZUL BRILL)	MR,Cm.26	35	63.61	0.03	18.66	0.01	0.01	0.01	0.06	0.40	2.59	12.49	0.45	98.31	2.972	0.001	1.027	0.000	0.000	0.000	0.003	0.007	0.235	0.744	0.012	75.8	23.9	0.3	297308	174	49369	78	93	42	457	3565	9610	51834	3771
	11/06/03	PG	Fm. Camarillas	FK	(sucio, AZUL MATE)	MR,Cm.26	37	64.37	0.00	17.88	0.10	0.00	0																															

						Análisis Microsonda													Número de iones en base a 8 Oxígenos										Composición molecular			ppm													
Fecha	Subcuenca	Formación	Tipo	(textura, catódoluminiscencia)	Muestra	Nº	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na2O	K2O	SrO	Total %	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K	Sr	Or	Ab	An	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K	Sr		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	12	66.67	0.01	19.46	0.12	0.00	0.01	0.03	0.02	11.53	0.07	n.a.	97.91	2.978	0.000	1.024	0.005	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.999	0.004	0.000	0.4	99.5	0.1	311609	36	51481	941	0	66	207	134	42770	278	n.a.	
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	13	66.78	0.00	19.28	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	11.50	0.00	n.a.	97.63	2.987	0.000	1.016	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.997	0.000	0.000	0.0	99.9	0.1	312128	0	51010	93	77	0	207	0	42652	0	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	14	66.09	0.00	19.29	0.01	0.04	0.01	0.04	0.02	11.35	0.02	n.a.	96.87	2.980	0.000	1.026	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.992	0.001	0.000	0.1	99.7	0.2	308889	0	51052	70	287	36	314	215	42092	87	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	15	67.11	0.04	19.23	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	11.50	0.02	n.a.	98.00	2.990	0.001	1.010	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.994	0.001	0.000	0.1	99.8	0.1	313647	234	50875	536	0	0	172	0	42663	71	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	16	68.64	0.01	19.55	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	11.68	0.03	n.a.	99.99	2.996	0.000	1.006	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.988	0.002	0.000	0.2	99.7	0.1	320798	60	51732	132	178	60	179	134	43304	120	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	17	68.07	0.00	19.37	0.15	0.00	0.06	0.05	0.00	11.42	0.04	n.a.	99.17	2.966	0.000	1.005	0.005	0.000	0.004	0.002	0.000	0.975	0.002	0.000	0.2	99.5	0.2	318157	0	51264	1143	0	356	364	0	42355	154	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	18	68.39	0.00	20.05	0.11	0.00	0.05	0.06	0.00	11.04	0.06	n.a.	99.75	2.986	0.000	1.032	0.004	0.000	0.003	0.003	0.000	0.934	0.003	0.000	0.3	99.4	0.3	319625	0	53063	832	0	295	393	0	40927	237	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	20	66.78	0.01	19.90	0.08	0.00	0.06	0.02	0.02	11.32	0.33	n.a.	98.53	2.966	0.000	1.042	0.003	0.000	0.004	0.001	0.000	0.975	0.019	0.000	1.9	98.0	0.1	312105	66	52666	630	0	362	121	179	41984	1374	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	21	67.70	0.05	19.53	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	11.72	0.03	n.a.	99.08	2.985	0.002	1.015	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	1.002	0.002	0.000	0.2	99.8	0.0	316433	288	51684	109	0	0	43	0	43453	120	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	22	68.56	0.00	19.58	0.08	0.00	0.00	0.05	0.05	11.57	0.05	n.a.	99.94	2.995	0.000	1.008	0.003	0.000	0.000	0.002	0.001	0.980	0.003	0.000	0.3	99.5	0.2	320424	0	51819	606	0	0	343	448	42896	208	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	23	66.87	0.01	19.55	0.25	0.00	0.00	0.04	0.00	11.32	0.03	n.a.	98.07	2.979	0.000	1.026	0.009	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.978	0.002	0.000	0.2	99.6	0.2	312554	66	51724	1920	0	18	272	0	41999	120	n.a.	
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	24	66.69	0.00	19.69	0.08	0.00	0.01	0.04	0.00	11.42	0.05	n.a.	98.01	2.973	0.000	1.035	0.003	0.000	0.001	0.002	0.000	0.987	0.003	0.000	0.3	99.5	0.2	311698	0	52100	606	0	48	314	0	42359	191	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	25	66.45	0.00	19.74	0.07	0.01	0.00	0.02	0.04	11.43	0.04	n.a.	97.83	2.969	0.000	1.040	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001	0.990	0.002	0.000	0.2	99.7	0.1	310549	0	52243	536	108	0	107	385	42385	145	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	26	67.43	0.00	19.49	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	11.68	0.02	n.a.	98.66	2.985	0.000	1.017	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	1.002	0.001	0.000	0.1	99.8	0.1	315134	0	51565	225	0	0	79	0	43301	87	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	27	67.25	0.01	19.35	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	11.77	0.06	n.a.	98.51	2.985	0.000	1.013	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	1.013	0.003	0.000	0.3	99.6	0.1	314311	30	51213	23	77	30	193	0	43638	237	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	28	67.65	0.00	19.64	0.14	0.00	0.00	0.03	0.00	11.58	0.04	n.a.	99.08	2.983	0.000	1.021	0.005	0.000	0.000	0.002	0.000	0.990	0.002	0.000	0.2	99.6	0.2	316157	0	51965	1073	0	0	229	0	42960	170	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	30	66.07	0.02	19.34	0.17	0.00	0.02	0.06	0.00	10.50	0.03	n.a.	96.20	2.990	0.001	1.032	0.006	0.000	0.001	0.003	0.000	0.921	0.001	0.000	0.2	99.5	0.3	308777	120	51174	1321	0	103	436	0	38943	104	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	31	67.80	0.01	19.66	0.06	0.00	0.00	0.02	0.01	11.84	0.05	n.a.	99.46	2.981	0.000	1.019	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	1.009	0.003	0.000	0.2	99.6	0.1	316900	60	52018	428	8	0	164	116	43920	187	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	32	67.71	0.00	19.56	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	11.15	0.04	n.a.	98.53	2.994	0.000	1.020	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.956	0.002	0.000	0.2	99.7	0.1	316452	0	51764	358	31	0	172	0	41350	145	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	33	67.93	0.00	19.19	0.02	0.00	0.00	0.04	0.05	11.21	0.03	n.a.	98.52	3.006	0.000	1.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.962	0.002	0.000	0.2	99.6	0.2	317480	0	50771	179	0	0	300	403	41587	125	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	34	67.36	0.00	19.25	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	11.30	0.02	n.a.	98.03	2.997	0.000	1.010	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.975	0.001	0.000	0.1	99.8	0.1	314806	0	50943	155	0	42	157	331	41917	91	n.a.	
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	35	67.48	0.00	19.47	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	11.44	0.04	n.a.	98.44	2.990	0.000	1.017	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.983	0.002	0.000	0.2	99.7	0.0	315381	0	51518	109	0	0	36	0	42411	170	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	36	67.82	0.02	19.54	0.20	0.04	0.01	0.04	0.00	11.71	0.04	n.a.	99.46	2.983	0.001	1.013	0.008	0.001	0.001	0.002	0.000	0.999	0.002	0.000	0.2	99.6	0.2	316980	120	51698	1586	287	72	307	0	43442	166	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	37	66.07	0.00	19.23	0.01	0.00	0.01	0.04	0.01	10.83	0.05	n.a.	96.27	2.990	0.000	1.026	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.950	0.003	0.000	0.3	99.5	0.2	308815	0	50896	47	0	84	286	81	40152	216	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	39	67.64	0.00	19.27	0.03	0.01	0.00	0.03	0.00	11.56	0.04	n.a.	98.60	2.995	0.000	1.006	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.993	0.002	0.000	0.2	99.7	0.1	316143	0	51002	264	101	0	179	0	42878	145	n.a.		
05/07/01	PG	Fm. Mora	AB		MR.Mo.4	40	68.25	0.00	19.60	0.08	0.00	0.02	0.03	0.06	11.69	0.02</																													



Fecha	Nº	Subcuenca	Fm.	Textura	Muestra	MgO	MnO	SO3	SrO	FeO	CaO	SiO2	NiO	ZnO	CuO	BaO	Na2O	Total	CO3Ca	CO3Mg	CO3Fe	CO3Mn	CO3Sr	CO3Fe+CO3Mn	Mg	Mn	S	Sr	Fe	Ca	Si	Ni	Zn	Cu	Ba	Na
06/06/02	14	AL	Artoles	Conchas de fósiles (Artoles)	AB.Ar.2	0.118	0	0.294	0.07	0.03	54.417	0	0	0	0.074	0.09	n.a	55.093	99.6	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	712	0	1177	592	233	388915	0	0	0	591	806	-
06/06/02	15	AL	Artoles	Conchas de fósiles (Artoles)	AB.Ar.2	0.189	0	0.277	0.071	0.043	53.026	0	0.003	0.088	0	0.053	n.a	53.750	99.4	0.5	0.1	0.0	0.1	0.1	1140	0	1109	600	334	378973	0	24	707	0	475	-
06/06/02	4	AL	Artoles	CC en fósiles (1ª generación)	AB.Ar.2	0.243	0.02	0	0.081	0.125	57.431	0.101	0	0.064	0	0	n.a	58.065	99.1	0.6	0.2	0.0	0.1	0.2	1465	155	0	685	972	410456	472	0	514	0	0	-
06/06/02	5	AL	Artoles	CC en fósiles (1ª generación)	AB.Ar.2	0.15	0.055	0.009	0.048	0.172	55.849	0	0.012	0	0.009	0	n.a	56.304	99.3	0.4	0.2	0.1	0.0	0.3	904	426	36	406	1337	399149	0	94	0	72	0	-
06/06/02	6	AL	Artoles	CC en fósiles (1ª generación)	AB.Ar.2	0.346	0.008	0	0.045	0.312	58.735	0	0.025	0	0	0	n.a	59.471	98.7	0.8	0.4	0.0	0.0	0.4	2086	62	0	381	2425	419775	0	196	0	0	0	-
06/06/02	8	AL	Artoles	CC en fósiles (1ª generación)	AB.Ar.2	0.165	0.083	0.051	0.083	0.307	59.073	0	0.023	0.011	0	0.015	n.a	59.811	99.0	0.4	0.4	0.1	0.1	0.5	995	643	204	702	2386	422191	0	181	88	0	134	-
06/06/02	9	AL	Artoles	CC en fósiles (1ª generación)	AB.Ar.2	0.154	0.018	0.018	0.022	0.086	56.615	0	0	0.105	0	0.029	n.a	57.047	99.5	0.4	0.1	0.0	0.0	0.1	929	139	72	186	668	404624	0	0	844	0	260	-
06/06/02	12	AL	Artoles	CC en fósiles (1ª generación)	AB.Ar.2	0.187	0.091	0.01	0	0.317	60.719	0	0.045	0.042	0	0	n.a	61.411	99.1	0.4	0.4	0.1	0.0	0.5	1128	705	40	0	2464	433955	0	354	337	0	0	-
06/06/02	13	AL	Artoles	CC en fósiles (1ª generación)	AB.Ar.2	0.029	0.014	0.003	0.217	0.026	58.972	0	0.054	0.053	0	0.075	n.a	59.443	99.7	0.1	0.0	0.0	0.2	0.1	175	108	12	1835	202	421469	0	424	426	0	672	-
13/02/03	19	PG	Artoles	CC en fósiles (1ª generación)	MR.Ar.1	0.149	0	n.a	0.133	0.177	55.751	0	0	0.021	0	0	0.03	56.261	99.3	0.4	0.2	0.0	0.1	0.2	898	0	-	1125	1376	398449	0	0	169	0	0	111
13/02/03	23	PG	Artoles	CC en fósiles (1ª generación)	MR.Ar.1	0.261	0.015	n.a	0.037	0.171	55.322	0	0	0.044	0	0	0.021	55.871	99.1	0.6	0.2	0.0	0.0	0.3	1574	116	-	313	1329	395383	0	0	353	0	0	78
13/02/03	25	PG	Artoles	CC en fósiles (1ª generación)	MR.Ar.1	0.162	0.067	n.a	0	0.135	54.984	0	0.035	0	0	0.004	55.387	99.3	0.4	0.2	0.1	0.0	0.3	977	519	-	0	1049	392967	0	275	0	0	0	15	
06/06/02	11	AL	Artoles	CC en fósiles (2ª generación)	AB.Ar.2	0.615	0.098	0.02	0	0.798	61.003	0	0.017	0.032	0	0	n.a	62.583	97.5	1.4	1.0	0.1	0.0	1.1	3708	759	80	0	6203	435984	0	134	257	0	0	-
06/06/02	2	AL	Artoles	CC en fósiles (2ª generación)	AB.Ar.2	0.628	0.086	0.001	0.002	0.897	55.033	0	0	0	0	0.096	n.a	56.743	97.1	1.5	1.2	0.1	0.0	1.4	3787	666	4	17	6972	393317	0	0	0	0	0	860
06/06/02	3	AL	Artoles	CC en fósiles (2ª generación)	AB.Ar.2	0.51	0.047	0.02	0.011	0.733	56.953	0	0	0	0	0.002	n.a	58.276	97.7	1.2	1.0	0.1	0.0	1.4	3075	364	80	93	5697	407039	0	0	0	0	18	-
06/06/02	7	AL	Artoles	CC en fósiles (2ª generación)	AB.Ar.2	0.786	0.159	0.007	0.027	0.933	59.688	0	0.008	0.048	0	0.055	n.a	61.711	96.8	1.8	1.2	0.2	0.0	1.4	4739	1231	28	228	7252	426586	0	63	386	0	0	493
06/06/02	10	AL	Artoles	CC en fósiles (2ª generación)	AB.Ar.2	0.661	0.08	0.05	0.009	1.324	56.640	0	0	0.037	0.023	0	n.a	58.824	96.6	1.6	1.8	0.1	0.0	1.9	3986	620	200	76	10291	404802	0	0	297	184	0	-
13/02/03	28	PG	Artoles	CC en fósiles (2ª generación)	MR.Ar.2	0.38	0.041	n.a	0.025	1.269	53.047	0.011	0.075	0	0	0.014	55.391	95.9	2.2	1.8	0.1	0.0	1.8	3306	318	-	211	9864	379337	51	589	0	0	0	52	
13/02/03	21	PG	Artoles	CC en fósiles (2ª generación)	MR.Ar.1	0.464	0	n.a	0.002	0.913	55.214	0.01	0	0.014	0	0	0	56.617	97.6	1.1	1.3	0.0	0.0	1.3	2798	0	-	17	7097	394611	47	0	112	0	0	0
13/02/03	22	PG	Artoles	CC en fósiles (2ª generación)	MR.Ar.1	0.633	0.081	n.a	0.005	1.176	56.247	0	0.012	0.005	0.065	0	0	58.224	96.8	1.5	1.6	0.1	0.0	1.7	3817	627	-	42	9141	401994	0	94	40	519	0	0
13/02/03	24	PG	Artoles	CC en fósiles (2ª generación)	MR.Ar.1	0.535	0.085	n.a	0	0.901	53.461	0	0.012	0	0	0	0.002	54.996	97.2	1.4	1.3	0.1	0.0	1.4	3226	658	-	0	7003	382082	0	94	0	0	0	7
26/06/02	62	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.1	0.149	0.004	0.035	0	1.109	53.425	0	0	0	0	0	n.a	54.722	98.0	0.4	1.6	0.0	0.0	1.6	898	31	140	0	8620	381825	0	0	0	0	0	-
26/06/02	63	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.1	0.012	0	0.003	0	0.278	54.336	0	0	0	0.023	0.035	n.a	54.687	99.6	0.0	0.4	0.0	0.0	0.4	72	0	12	0	2161	388336	0	0	0	184	313	-
26/06/02	64	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.1	0.077	0	0	0	0	52.808	0	0	0.072	0.083	0	n.a	53.040	99.8	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	464	0	0	0	0	377415	0	0	578	663	0	-
26/06/02	65	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.1	0.036	0.025	0.026	0	0	53.405	0	0	0	0.03	0	n.a	53.522	99.9	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	217	194	104	0	0	381682	0	0	0	240	0	-
26/06/02	66	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.1	0.102	0	0.012	0.031	0.887	54.484	0	0	0.123	0	0	n.a	55.639	98.5	0.3	1.3	0.0	0.0	1.3	615	0	48	262	6894	389393	0	0	988	0	0	-
26/06/02	67	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.1	0.033	0	0	0	0	55.217	0	0.013	0.162	0	0.033	n.a	55.458	99.9	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	199	0	0	0	0	394632	0	102	1301	0	0	-
26/06/02	68	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.V1	0.047	0.004	0.016	0.013	0	55.658	0	0	0	0	0.062	n.a	55.800	99.9	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	283	31	64	110	0	397784	0	0	0	0	555	-
26/06/02	69	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.V1	0.104	0	0	0.022	0.61	54.787	0	0.007	0	0	0.013	n.a	55.543	98.9	0.3	0.9	0.0	0.0	0.9	627	0	0	186	4741	391559	0	55	0	0	116	-
26/06/02	70	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.V1	0.048	0	0.018	0.033	0	53.190	0	0.027	0.014	0.027	0	n.a	53.357	99.8	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	289	0	72	279	0	380145	0	212	112	216	0	-
13/02/03	40	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.5	0.232	0.041	n.a	0	0.036	57.979	0.016	0	0.091	0.106	0	0.026	58.527	99.3	0.6	0.0	0.1	0.0	0.1	1399	318	-	0	280	414372	75	0	731	847	0	96
13/02/03	42	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.5	0.245	0.048	n.a	0	0.013	48.620	0.003	0	0	0	0	0.02	48.949	99.2	0.7	0.0	0.1	0.0	0.1	1477	372	-	0	101	347484	14	0	0	0	74	-
13/02/03	42	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.5	0.015	0	n.a	0	0	56.452	0.053	0.032	0.111	0	0	0.009	56.672	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	90	0	-	0	403459	248	251	892	0	0	33	
13/02/03	43	PG	Artoles	Venas verticales (Artoles)	PN.Ar.5	0.264	0	n.a	0	0.043	57.052	0	0.032	0.04	0	0	0.059	57.490	99.3	0.6	0.1	0.0	0.0	0.1	1592	0	-	0	334	407747	0	251	321	0	0	219
07/06/02	34	GA	Camarillas	CC poiquilolítico extinción ondulante	M.Cm.3	0.032	0.741	0.017	0.041	0.289	50.599	0	0.033	0.02	0.014	0.015	n.a	51.801	98.3	0.1	0.4	1.1	0.0	1.6	193	5739	68	347	2246	361628	0	259	161	112	134	-
07/06/02	35	GA	Camarillas	CC poiquilolítico extinción ondulante	M.Cm.3	0.303	0.284	0.007	0.025	1.078	50.451	0	0.019	0	0.003	0	n.a	54.170	94.2	0.8	1.6	3.4	0.0	4.9	1827	17689	28	211	8379	360570	0	149	0	24	0	-
07/06/02	36	GA	Camarillas	CC poiquilolítico extinción ondulante	M.Cm.3	0.37	0.501	0.008	0.009	3.379	47.754	0	0.033	0	0	0	n.a	49.054	97.5	1.1	0.6	0.8	0.0	1.4	2231	3880	32	76	2946	341295	0	259	0	0	0	-
07/06/02	37	GA	Camarillas	CC poiquilolítico extinción ondulante	M.Cm.3	0.469	0.652	0.017	0.041	0.482	48.746	0	0.014	0.113	0	0	n.a	50.534	96.9	1.3	0.7	1.0	0.0	1.8	2828	5049	68	347	3747	348384	0	110	908	0	0	-
07/06/02	38	GA	Camarillas	CC poiquilolítico extinción ondulante	M.Cm.3	0.296	0.269	0	0	1.071	48.265	0	0	0.05	0.062	n.a	52.013	94.1	0.8	1.6	3.5	0.0	5.1	1785	15722	0	0	8325	344947	0	0	0	399	555	-	
07/06/02	43	GA	Camarillas	CC poiquilolítico extinción ondulante	M.Cm.3	0.415	1.009	0.047</																												

Fecha	Nº	Subcuenca	Fm.	Textura	Muestra	MgO	MnO	SO3	SrO	FeO	CaO	SiO2	NiO	ZnO	CuO	BaO	Na2O	Total	CO3Ca	CO3Mg	CO3Fe	CO3Mn	CO3Sr	CO3Fe+CO3Mn	Mg	Mn	S	Sr	Fe	Ca	Si	Ni	Zn	Cu	Ba	Na	
06/06/02	43	GA	Castellar	Conchas de fósiles (Castellar)	M.Cs.1	0.391	0	0.067	0.295	0.036	52.060	0	0	0.085	0.037	0.063	n.a	53.034	98.6	1.0	0.1	0.0	0.3	0.1	2358	0	268	2494	280	372069	0	0	683	296	564	-	
07/06/02	2	GA	Castellar	Conchas de fósiles (Castellar)	M.Cs.1	0.339	0	0.07	0.299	0.078	52.964	0	0	0	0.008	0	n.a	53.758	98.7	0.9	0.1	0.0	0.3	0.1	2044	0	280	2528	606	378530	0	0	0	64	0	-	
07/06/02	4	AL	Castellar	Conchas de coriolas	AB.Cs.2	0.716	0	0.759	0.146	0.016	44.867	0	0.022	0	0.039	1.32	n.a	47.885	97.6	2.2	0.0	0.0	0.2	0.0	4317	0	3039	1235	124	320661	0	173	0	312	11823	-	
07/06/02	11	AL	Castellar	Conchas de coriolas	AB.Cs.2	0.935	0.004	0.842	0.208	0.003	45.927	0	0	0.117	0	0.015	n.a	48.051	97.0	2.7	0.0	0.0	0.2	0.0	5638	31	3372	1759	23	328237	0	0	940	0	134	-	
07/06/02	12	AL	Castellar	Conchas de coriolas	AB.Cs.2	0.971	0.014	0.505	0.286	0.049	46.952	0	0	0.068	0.042	0	n.a	48.887	96.8	2.8	0.1	0.0	0.3	0.1	5855	108	2022	2418	381	335563	0	0	546	336	0	-	
07/06/02	13	AL	Castellar	Conchas de coriolas	AB.Cs.2	0.876	0	0.645	0.168	0.016	55.182	0.008	0.022	0	0	0.102	n.a	57.019	97.7	2.2	0.0	0.0	0.2	0.0	5282	0	277.3	1421	124	394382	37	173	0	0	914	-	
07/06/02	15	AL	Castellar	Conchas de coriolas	AB.Cs.2	1.032	0	0.537	0.255	0	49.126	0	0	0	0	0.041	n.a	50.991	96.9	2.8	0.0	0.0	0.3	0.0	6223	0	2150	2156	0	351100	0	0	0	0	367	-	
07/06/02	16	AL	Castellar	Conchas de coriolas	AB.Cs.2	1.049	0.021	0.458	0.288	0	54.338	0	0.064	0	0.048	0.033	n.a	56.299	97.1	2.6	0.0	0.0	0.3	0.0	6325	163	1834	2435	0	388350	0	503	0	383	296	-	
07/06/02	21	AL	Castellar	Conchas de coriolas	AB.Cs.2	1.114	0	0.324	0.087	0.026	53.582	0	0	0	0	0.043	n.a	55.176	97.1	2.8	0.0	0.0	0.1	0.0	6717	0	1297	736	202	382947	0	0	0	0	385	-	
13/02/03	12	AL	Castellar	Conchas de coriolas	AB.Cs.3	0.298	0	n.a	0.015	0.056	55.633	0.007	0.035	0	0.017	0	0.033	56.094	99.2	0.7	0.1	0.0	0.0	0.1	1797	0	-	127	435	397605	33	275	0	136	0	122	
13/02/03	15	AL	Castellar	Conchas de coriolas	AB.Cs.3	0.567	0	n.a	0	0.082	56.214	0.036	0.029	0	0	0	0.03	56.958	98.5	1.4	0.2	0.1	0.0	0.1	3419	0	-	0	637	401758	168	228	0	0	111	-	
13/02/03	18	AL	Castellar	Conchas de coriolas	AB.Cs.3	0.536	0.015	n.a	0.058	0.19	55.785	0	0.046	0.038	0	0	0.049	56.717	98.3	1.3	0.3	0.0	0.1	0.3	3232	116	-	490	1477	398692	0	361	305	0	0	182	-
07/06/02	14	AL	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	AB.Cs.2	0.359	0.075	0.333	0.158	0.423	53.069	0	0.025	0.002	0.003	0.041	n.a	54.488	98.2	0.9	0.6	0.1	0.2	0.7	2165	581	1333	1336	3288	379281	0	196	16	24	367	-	
07/06/02	1	GA	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	M.Cs.1	0.663	0.082	0.093	0.011	1.445	58.857	0	0	0.044	0	0.065	n.a	61.260	96.5	1.5	1.8	0.1	0.0	2.0	3998	635	372	93	11232	420647	0	0	353	0	582	-	
26/06/02	31	PG	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	MR.Cs.11	0.126	0	0.033	0.026	1.832	53.689	0	0.067	0.03	0	0	n.a	55.803	97.1	0.3	2.6	0.0	0.0	2.6	760	0	132	220	14240	383712	0	526	241	0	0	-	
26/06/02	32	PG	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	MR.Cs.11	0.188	0.033	0	0.029	1.334	55.494	0	0	0.041	0	0	n.a	57.119	97.6	0.5	1.8	0.0	0.0	1.9	1134	256	0	245	10389	396612	0	0	329	0	0	-	
26/06/02	33	PG	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	MR.Cs.11	0.165	0.043	0.015	0.043	2.273	53.328	0	0	0	0	0	n.a	55.867	96.3	0.4	3.2	0.1	0.0	3.3	985	333	60	364	17668	381132	0	0	0	0	0	-	
26/06/02	34	PG	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	MR.Cs.11	0.222	0.04	0.006	0.019	1.443	54.722	0	0.047	0	0	0.095	n.a	56.594	97.4	0.5	2.0	0.1	0.0	2.1	1339	310	24	161	11216	391094	0	369	0	0	0	851	-
26/06/02	35	PG	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	MR.Cs.11	0.193	0	0.01	0.046	1.83	52.319	0	0	0.103	0.02	0.009	n.a	54.530	96.8	0.5	2.6	0.0	0.0	2.6	1164	0	40	389	14224	373920	0	0	827	160	81	-	
26/06/02	36	PG	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	MR.Cs.11	0.179	0.011	0.037	0.029	1.386	52.502	0	0.017	0.105	0	0.086	n.a	54.352	97.5	0.5	2.0	0.0	0.0	2.0	1079	85	148	245	10773	375228	0	134	844	0	770	-	
26/06/02	37	PG	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	MR.Cs.11	0.134	0.04	0.016	0.012	0.389	55.662	0	0.033	0.047	0	0.053	n.a	56.386	99.1	0.3	0.5	0.1	0.0	0.6	808	310	64	201	3024	397813	0	259	378	0	475	-	
26/06/02	38	PG	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	MR.Cs.11	0.198	0.043	0.005	0.038	1.718	54.818	0.003	0	0.019	0	0.031	n.a	56.873	97.0	0.5	2.4	0.1	0.0	2.4	1194	333	20	321	13354	391781	14	0	153	0	278	-	
07/06/02	3	AL	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	AB.Cs.2	0.691	0.21	0.055	0.009	1.92	58.161	0	0.006	0	0	0	n.a	61.052	95.7	1.6	2.5	0.3	0.0	2.7	4167	1626	220	76	14924	415673	0	47	0	0	0	-	
07/06/02	5	AL	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	AB.Cs.2	0.633	0.125	0.048	0.015	1.529	59.935	0	0	0.031	0	0.006	n.a	62.322	96.5	1.4	1.9	0.2	0.0	2.1	3817	968	192	127	11885	428351	0	0	249	0	54	-	
07/06/02	6	AL	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	AB.Cs.2	0.057	0.118	0.025	0.063	0.608	54.268	0	0.022	0	0	0	n.a	55.161	98.8	0.1	0.9	0.2	0.1	1.0	344	914	100	533	4726	387850	0	173	0	0	0	-	
07/06/02	7	AL	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	AB.Cs.2	0.443	0.078	0.02	0	1.348	58.381	0	0.006	0.021	0.011	0.03	n.a	60.338	97.1	1.0	1.7	0.1	0.0	1.9	2671	604	80	0	10478	417245	0	47	169	88	269	-	
07/06/02	8	AL	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	AB.Cs.2	0.072	0.046	0	0.012	0.633	54.654	0	0.019	0.06	0	0	n.a	55.496	98.8	0.2	0.9	0.1	0.0	1.0	434	356	0	101	4920	390608	0	149	482	0	0	-	
07/06/02	9	AL	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	AB.Cs.2	0.594	0.078	0.044	0.038	1.644	55.552	0	0	0	0	0	n.a	57.950	96.2	1.4	2.2	0.1	0.0	2.3	3582	604	176	321	12779	397026	0	0	0	0	0	-	
07/06/02	10	AL	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	AB.Cs.2	0.27	0.046	0.241	0.073	0.74	55.496	0	0.039	0.051	0	0	n.a	56.956	98.2	0.7	1.0	0.1	0.1	1.1	1628	356	965	617	5752	396626	0	306	410	0	0	-	
07/06/02	17	AL	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	AB.Cs.2	0.11	0.018	0	0.013	0.969	49.471	0.008	0	0.121	0	0	n.a	50.710	98.2	0.3	1.5	0.0	0.0	1.5	663	139	0	110	7532	353566	37	0	972	0	0	-	
06/06/02	34	GA	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	M.Cs.1	0.124	0	0	0.081	0.241	61.141	0	0.003	0	0	0.009	n.a	61.599	99.3	0.3	0.3	0.0	0.1	0.3	748	0	0	685	1873	436971	0	24	0	0	81	-	
06/06/02	35	GA	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	M.Cs.1	0.855	0.15	0.051	0.056	1.807	58.467	0	0.05	0	0	0	n.a	61.436	95.5	1.9	2.3	0.2	0.0	2.5	5155	1162	204	474	14046	417860	0	393	0	0	0	-	
06/06/02	36	GA	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	M.Cs.1	0.386	0.096	0.083	0	1.625	55.740	0	0	0.174	0	0	n.a	58.104	96.7	0.9	2.2	0.1	0.0	2.3	2327	743	332	0	12631	399370	0	0	1398	0	0	-	
06/06/02	37	GA	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	M.Cs.1	0.406	0.157	0.084	0.043	1.689	59.171	0	0.095	0	0.037	0	n.a	61.882	96.7	0.9	2.2	0.2	0.0	2.4	2448	1216	336	364	13128	422691	0	0	763	0	331	-	
06/06/02	38	GA	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	M.Cs.1	0.578	0.075	0.081	0.01	1.328	55.443	0	0	0	0	0.004	n.a	57.519	96.7	1.4	1.8	0.1	0.0	0.9	3485	581	324	85	10322	396247	0	0	0	0	0	36	-
06/06/02	39	GA	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	M.Cs.1	0.156	0.064	0.132	0.087	0.589	58.327	0	0.008	0	0	0	n.a	59.363	98.7	0.4	0.8	0.1	0.1	0.9	941	496	529	736	4578	416859	0	63	0	0	0	-	
06/06/02	40	GA	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	M.Cs.1	0.177	0.093	0.128	0.036	0.657	58.290	0	0.064	0	0	0.039	n.a	59.484	98.6	0.4	0.9	0.1	0.0	1.0	1067	720	513	304	5107	416595	0	503	0	0	349	-	
06/06/02	41	GA	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	M.Cs.1	0.616	0.136	0.123	0.013	1.339	57.587	0	0.006	0.059	0	0.098	n.a	59.977	96.6	1.4	1.8	0.2	0.0	1.9	3714	1053	493	110	10408	411570	0	47	474	0	878	-	
06/06/02	42	GA	Castellar	CC en coriolas y ostrácodos	M.Cs.1	0.714	0.263	0.073	0	1.749	59.572	0	0	0.072	0	0.078	n.a	62.521	95.9	1.6																	

Fecha	Nº	Subcuenca	Fm.	Textura	Muestra	MgO	MnO	SO3	SrO	FeO	CaO	SiO2	NiO	ZnO	CuO	BaO	Na2O	Total	CO3Ca	CO3Mg	CO3Fe	CO3Mn	CO3Sr	CO3Fe+CO3Mn	Mg	Mn	S	Sr	Fe	Ca	Si	Ni	Zn	Cu	Ba	Na	
19/09/01	59	PG	Bovalar	Matriz de calcita y aloquímicos (roca caja)	C	0.711	0.048	n.a	0.051	0.184	53.413	0.149	0	0	0.017	0.05	n.a	54.623	97.8	1.8	0.3	0.1	0.1	0.3	4287	372	-	431	1430	381739	696	0	0	136	448	-	
21/09/01	26	PG	Bovalar	Matriz de calcita y aloquímicos (roca caja)	G	0.283	0.004	n.a	0.022	0.536	53.364	0.012	0.009	0.016	0.01	0.02	n.a	54.276	98.5	0.7	0.8	0.0	0.0	0.8	1706	31	-	186	4166	381389	56	71	129	80	179	-	
21/09/01	55	PG	Bovalar	Matriz de calcita y aloquímicos (roca caja)	D	0.541	0.05	n.a	0.043	0.045	53.664	0.225	0	0.047	0.003	0	n.a	54.618	98.4	1.4	0.1	0.1	0.0	0.1	3262	387	-	364	350	383533	1052	0	378	24	0	-	
25/11/01	31	PG	Bovalar	Matriz de calcita y aloquímicos (roca caja)	ME-2	0.488	0	n.a	0.027	0.003	55.811	0.122	0.03	0	0	0	n.a	56.481	98.8	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	2943	0	-	228	23	398877	570	236	0	0	0	-	
02/12/01	39	PG	Bovalar	Matriz de calcita y aloquímicos (roca caja)	ME-3B	0.611	0	n.a	0.038	0.019	54.162	0.192	0.026	0.005	0.049	0	n.a	55.102	98.4	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	3684	0	-	321	148	387092	897	204	40	391	0	-	
19/09/01	63	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	C	0.312	0	n.a	0.099	0.224	55.687	0.023	0	0.063	0.08	0	n.a	56.488	98.8	0.8	0.3	0.0	0.1	0.3	1881	0	-	837	1741	397991	107	0	506	639	0	-	
19/09/01	64	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	C	0.499	0	n.a	0.023	0.484	54.436	0.013	0	0	0	0	n.a	55.455	98.0	1.2	0.7	0.0	0.0	0.7	3009	0	-	194	3762	389050	61	0	0	0	0	-	
19/09/01	65	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	C	0.533	0.056	n.a	0.072	0.637	54.75	0.035	0.016	0	0.053	0	n.a	56.152	97.6	1.3	0.9	0.1	0.1	1.0	3214	434	-	609	4951	391295	164	126	0	423	0	-	
19/09/01	68	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	C	0.587	0.041	n.a	0.01	0.66	54.408	0	0.038	0	0	0	n.a	55.744	97.5	1.5	0.9	0.1	0.0	1.0	3539	318	-	85	5130	388850	0	299	0	0	0	-	
21/09/01	3	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	F	0.391	0	n.a	0	0.11	56.398	0.028	0.019	0.038	0	0	n.a	56.984	98.9	1.0	0.2	0.0	0.0	0.2	2358	0	-	0	855	403073	131	149	305	0	0	-	
21/09/01	13	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	F	0.423	0	n.a	0.035	0.024	56.598	0.003	0	0.042	0.061	0	n.a	57.186	98.9	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2551	0	-	296	187	404502	14	0	337	487	0	-	
21/09/01	15	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	F	0.137	0	n.a	0.042	0	54.958	0	0.038	0.075	0	0.088	n.a	55.338	99.6	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	826	0	-	355	0	392781	0	299	603	0	788	-	
21/09/01	19	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	F	0.093	0.008	n.a	0.054	0.163	54.208	0	0	0.046	0	0.025	n.a	54.597	99.5	0.2	0.2	0.0	0.0	0.1	0.2	561	62	-	457	1267	387421	0	0	370	0	224	-
31/10/01	2	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-1	0.562	0.021	n.a	0.099	0	54.71	0	0	0	0	0	n.a	55.392	98.5	1.4	0.0	0.0	0.1	0.0	3389	163	-	837	0	391009	0	0	0	0	0	-	
01/11/01	3	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-1	0.17	0.017	n.a	0.008	0.063	54.746	0	0	0.047	0.025	0.01	n.a	55.086	99.4	1.4	0.1	0.0	0.0	0.1	1025	132	-	68	490	391296	0	0	378	200	90	-	
02/11/01	4	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-1	0.595	0.004	n.a	0.028	0.047	53.423	0.07	0.068	0.067	0.033	0.023	n.a	54.358	98.4	1.5	0.1	0.0	0.0	0.1	3598	31	-	237	365	381811	327	534	538	264	206	-	
03/11/01	35	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-1	1.158	0.054	n.a	0.004	0.171	53.393	0.122	0.046	0.031	0	0	n.a	54.949	96.8	2.9	0.2	0.1	0.0	0.3	6992	418	-	34	1329	381382	570	361	249	0	0	-	
04/11/01	6	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-1	0.423	0	n.a	0	0.016	53.722	0	0.007	0	0.019	0	n.a	54.187	98.9	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	2551	0	-	0	124	383948	0	55	0	152	0	-	
06/11/01	8	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-1	0.293	0.009	n.a	0.045	0	55.621	0.022	0	0	0	0.117	n.a	56.107	99.2	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	1767	70	-	381	0	397520	103	0	0	0	0	1048	-
07/11/01	9	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-1	0.513	0.039	n.a	0.009	0.04	56.971	0	0	0	0.042	0.037	n.a	57.651	98.6	1.2	0.1	0.1	0.0	0.1	3093	302	-	76	311	407168	0	0	0	336	331	-	
08/11/01	10	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-1	0.097	0.022	n.a	0.004	0.04	57.372	0.005	0	0.048	0	0	n.a	57.588	99.7	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	585	170	-	34	311	410034	23	0	386	0	0	-	
09/11/01	12	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-1	0.501	0	n.a	0.01	0	55.54	0	0	0	0	0	n.a	56.051	98.8	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	3021	0	-	85	0	396941	0	0	0	0	0	-	
10/11/01	13	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-1	0.6	0	n.a	0.02	0.023	55.317	0	0	0.063	0	0.098	n.a	56.121	98.5	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	3618	0	-	169	179	395347	0	0	506	0	0	878	-
13/11/01	19	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-2	0.267	0	n.a	0.057	0.042	54.82	0	0.098	0.001	0	0	n.a	55.285	99.2	0.7	0.1	0.0	0.1	0.1	1610	0	-	482	326	391795	0	770	8	0	0	-	
14/11/01	20	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-2	0.777	0.07	n.a	0.029	0.079	56.126	0.016	0	0	0	0	n.a	57.097	97.9	1.9	0.1	0.1	0.0	0.2	4685	542	-	245	614	401129	75	0	0	0	0	-	
15/11/01	21	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-2	0.686	0	n.a	0	0.115	53.799	0.027	0	0	0	0	n.a	54.627	98.1	1.7	0.2	0.0	0.0	0.2	4136	0	-	0	894	384498	126	0	0	0	0	-	
16/11/01	22	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-2	0.226	0.069	n.a	0.019	0.042	55.498	0	0	0	0	0	n.a	55.854	99.3	0.6	0.1	0.1	0.0	0.2	1363	534	-	161	326	396640	0	0	0	0	0	-	
17/11/01	23	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-2	0.828	0	n.a	0	0.063	56.265	0.027	0	0.132	0.032	0	n.a	57.347	97.9	2.0	0.1	0.0	0.0	0.1	4993	0	-	0	490	402122	126	0	1060	256	0	-	
19/11/01	25	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-2	0.463	0.009	n.a	0	0.058	55.638	0	0	0.064	0	0	n.a	56.232	98.8	1.1	0.1	0.0	0.0	0.1	2792	70	-	0	451	397641	0	0	514	0	0	-	
22/11/01	28	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-2	0.464	0	n.a	0.004	0.003	55.824	0.017	0.067	0.007	0.01	0	n.a	56.396	98.9	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	2798	0	-	34	23	398970	79	526	56	80	0	-	
23/11/01	29	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-2	0.239	0	n.a	0.029	0.04	56.209	0	0	0	0	0.037	n.a	56.554	99.3	0.6	0.1	0.0	0.0	0.1	1441	0	-	245	311	401722	0	0	0	0	0	331	-
24/11/01	30	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-2	0.089	0	n.a	0	0	56.136	0.048	0.007	0	0	0	n.a	56.28	99.8	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	537	0	-	0	0	401200	224	55	0	0	0	-	
05/12/01	46	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	ME-3B	0.213	0.008	n.a	0.029	0.032	57.58	0.027	0.085	0	0.178	0	n.a	58.152	99.4	0.5	0.0	0.0	0.0	0.1	1284	62	-	245	249	411520	126	668	0	0	1422	-	
19/09/01	47	PG	Bovalar	CC en 1ª generación fracturas (est. hor.)	C	0.836	0	n.a	0	0.536	55.053	0.009	0	0	0	0.014	n.a	56.448	97.2	2.1	0.7	0.0	0.0	0.7	5041	0	-	0	4166	393460	0	42	0	0	0	125	-
19/09/01	42	PG	Bovalar	Dolomita rómbrica	C	15.937	0	n.a	0.012	3.8	31.794	0.006	0	0.013	0	0.05	n.a	51.612	55.9	38.9	5.2	0.0	0.0	5.2	96097	0	-	101	29537	227230	28	0	104	0	0	448	-
19/09/01	44	PG	Bovalar	Dolomita rómbrica	C	8.266	0	n.a	0.003	2.415	41.461	0.089	0	0	0.015	0.031	n.a	52.28	75.6	20.9	3.4	0.0	0.0	3.4	49842	0	-	25	18771	296319	416	0	0	120	278	-	
19/09/01	46	PG	Bovalar	Dolomita rómbrica	C	15.853	0.029	n.a	0	3.079	32.538	0	0.061	0	0	0	n.a	51.56	57.1	38.7	4.2	0.0	0.0	4.3	95590	225	-	0	23933	232547	0	479	0	0	0	-	
19/09/01	69	PG	Bovalar	Dolomita rómbrica	C	17.084	0.018	n.a	0	3.266	31.563	0	0.041	0.08	0.002	0	n.a	52.054	54.5	41.0	4.4	0.0	0.0	4.4	103013	139	-	0	25386	225579	0	322	643	16	0	-	
25/06/02	43	PG	Bovalar	Dolomita rómbrica	CED-5	18.379	0.05	0.048	0.012	3.55	31.59	0	0	0	0.02	0.056	n.a	53.705	52.7	42.6	4.6	0.1	0.0	4.7	110821	387	192	101	27594	225772	0	0	0	160	502	-	
25/06/02	45	PG	Bovalar	Dolomita rómbrica	CED-5	19.451	0.058	0.013	0.048																												

Fecha	Nº	Subcuenca	Fm.	Textura	Muestra	MgO	MnO	SO3	SrO	FeO	CaO	SiO2	NiO	ZnO	CuO	BaO	Na2O	Total	CO3Ca	CO3Mg	CO3Fe	CO3Mn	CO3Sr	CO3Fe+CO3Mn	Mg	Mn	S	Sr	Fe	Ca	Si	Ni	Zn	Cu	Ba	Na
21/09/01	25	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	F	0.11	0	n.a	0	0.086	54.45	0	0	0.001	0	0	n.a	54.647	99.6	0.3	0.1	0.0	0.0	0.1	663	0	-	0	668	389150	0	0	8	0	0	-
25/06/02	2	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	CED-2	0.393	0.007	0.013	0	0.265	54.361	0	0.002	0.013	0.036	0	n.a	55.09	98.6	1.0	0.4	0.0	0.0	0.4	2370	54	52	0	2060	388514	0	16	104	288	0	-
25/06/02	9	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	CED-2	0.459	0.04	0	0.045	0.279	54.721	0	0	0	0.052	0	n.a	55.596	98.4	1.1	0.4	0.1	0.0	0.4	2768	310	0	381	2169	391087	0	0	0	415	0	-
21/09/01	45	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	D	0.744	0.011	n.a	0.062	0.065	54.532	0	0	0	0.054	0.052	n.a	55.52	98.0	1.9	0.1	0.0	0.1	0.1	4486	85	-	524	505	389737	0	0	0	431	466	-
21/09/01	46	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	D	0.282	0	n.a	0.061	0.122	55.023	0.001	0	0.105	0	0	n.a	55.594	99.1	0.7	0.2	0.0	0.1	0.2	1700	0	-	516	948	393246	5	0	844	0	0	-
21/09/01	47	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	D	0.504	0.053	n.a	0.008	0.009	55.892	0	0.025	0.07	0	0.013	n.a	56.574	98.7	1.2	0.0	0.1	0.0	0.1	3039	410	-	68	70	399456	0	196	562	0	116	-
21/09/01	48	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	D	0.285	0.004	n.a	0.097	0.271	57.676	0.005	0	0	0	0.04	n.a	58.378	98.9	0.7	0.4	0.0	0.1	0.4	1718	31	-	820	2106	412207	23	0	0	0	358	-
21/09/01	50	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	D	0.303	0	n.a	0	0.119	57.12	0.014	0.085	0	0	0.061	n.a	57.702	99.1	0.7	0.2	0.0	0.0	0.2	1827	0	-	0	925	408233	65	668	0	0	546	-
21/09/01	51	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	D	0.168	0	n.a	0.002	0.229	57.209	0	0.047	0.034	0	0.133	n.a	57.822	99.3	0.4	0.3	0.0	0.0	0.3	1013	0	-	17	1780	408869	0	369	273	0	1191	-
21/09/01	53	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	D	0.35	0	n.a	0	0.083	55.102	0.009	0	0	0	0	n.a	55.544	99.0	0.9	0.1	0.0	0.0	0.1	2110	0	-	0	645	393810	42	0	0	0	0	-
25/06/02	17	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	CED-3	0.449	0	0	0.015	0.133	54.271	0	0.013	0.017	0	0.186	n.a	55.084	98.7	1.1	0.2	0.0	0.0	0.2	2707	0	0	127	1034	387871	0	102	137	0	1666	-
25/06/02	18	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	CED-3	0.235	0	0.031	0.008	0.076	55.107	0	0	0.066	0	0.042	n.a	55.565	99.3	0.6	0.1	0.0	0.0	0.1	1417	0	124	68	591	393846	0	0	530	0	376	-
25/06/02	20	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	CED-3	0.704	0.055	0	0.037	0.252	54.582	0	0	0	0.046	0.031	n.a	55.707	97.8	1.8	0.4	0.1	0.0	0.4	4245	426	0	313	1959	390094	0	0	0	367	278	-
25/06/02	21	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	CED-3	0.236	0.015	0.079	0	0.156	55.693	0.016	0.024	0.03	0	0.042	n.a	56.291	99.2	0.6	0.2	0.0	0.0	0.2	1423	116	316	0	1213	398034	75	189	241	0	376	-
25/06/02	24	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	CED-3	0.881	0.004	0	0.048	0.259	54.056	0	0.048	0	0	0	n.a	55.296	97.4	2.2	0.4	0.0	0.0	0.4	5312	31	0	406	2013	386335	0	377	0	0	0	-
19/09/01	5	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	A	0.227	0	n.a	0.182	0.091	55.271	0.022	0	0	0	0	n.a	55.793	99.1	0.6	0.1	0.0	0.2	0.1	1369	0	-	1539	707	395018	103	0	0	0	0	-
19/09/01	9	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	A	0.222	0	n.a	0.026	0.026	56.945	0	0	0	0.044	0	n.a	57.263	99.4	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	1339	0	-	220	202	406962	0	0	0	351	0	-
19/09/01	38	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	B	0.555	0	n.a	0	0	55.533	0	0	0.001	0	0	n.a	56.089	98.6	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	3347	0	-	0	0	396891	0	0	8	0	0	-
19/09/01	39	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	B	0.318	0.033	n.a	0.005	0	54.223	0.016	0.003	0.014	0	0.14	n.a	54.752	99.1	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	1917	256	-	42	0	387528	75	24	112	0	1254	-
16/10/01	32	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	E	0.271	0	n.a	0.043	0.109	55.899	0.004	0	0	0.005	0	n.a	56.331	99.1	0.7	0.2	0.0	0.0	0.2	1634	0	-	364	847	399506	19	0	0	40	0	-
16/10/01	36	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	E	0.317	0.008	n.a	0.024	0.029	56.613	0	0	0.007	0	0.026	n.a	57.024	99.2	0.8	0.0	0.0	0.0	0.1	1911	62	-	203	225	404609	0	0	56	0	233	-
16/10/01	40	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	E	0.194	0	n.a	0.07	0.1	54.506	0	0.01	0	0	0	n.a	54.881	99.3	0.5	0.1	0.0	0.1	0.1	1170	0	-	592	777	389551	0	79	0	0	0	-
16/10/01	41	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	E	0.564	0.008	n.a	0	0.047	55.013	0.011	0.013	0	0	0.019	n.a	55.694	98.5	1.4	0.1	0.0	0.0	0.1	3401	62	-	0	365	393174	51	102	0	0	170	-
16/10/01	42	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	E	0.494	0	n.a	0	0.012	57.532	0.008	0	0	0	0.026	n.a	58.087	98.8	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	2979	0	-	0	93	411177	37	0	0	0	233	-
16/10/01	45	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	E	0.622	0	n.a	0.037	0.1	56.257	0	0.056	0	0	0	n.a	57.073	98.3	1.5	0.1	0.0	0.0	0.1	3751	0	-	313	777	402065	0	440	0	0	0	-
16/10/01	48	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	E	0.418	0.012	n.a	0	0.021	55.919	0.013	0.017	0.011	0.041	0	n.a	56.452	98.9	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2520	93	-	0	163	399649	61	134	88	328	0	-
16/10/01	50	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	E	0.576	0.07	n.a	0.041	0.243	55.836	0	0.023	0	0	0.005	n.a	56.794	98.1	1.4	0.3	0.1	0.0	0.4	3473	542	-	347	1889	399056	0	181	0	0	45	-
16/10/01	52	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	H	0.266	0.004	n.a	0.042	0.003	56.087	0.032	0.073	0	0	0	n.a	56.507	99.3	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	1604	31	-	355	23	400850	150	574	0	0	0	-
16/10/01	54	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	H	0.174	0.027	n.a	0	0.026	56.2	0	0.056	0.032	0	0	n.a	56.515	99.5	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1	1049	209	-	0	202	401658	0	440	257	0	0	-
16/10/01	55	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	H	0.368	0	n.a	0.002	0.038	55.172	0.025	0.02	0.027	0	0.041	n.a	55.693	99.0	0.9	0.1	0.0	0.0	0.1	2219	0	-	17	295	394311	117	157	217	0	367	-
16/10/01	56	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	H	0.51	0.054	n.a	0	0	54.143	0	0	0	0	0	n.a	54.717	98.6	1.3	0.0	0.1	0.0	0.1	3075	418	-	0	0	386956	0	0	0	0	0	-
16/10/01	58	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	H	0.153	0	n.a	0.011	0	56.019	0	0	0	0	0	n.a	56.183	99.6	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	923	0	-	93	0	400364	0	0	0	0	0	-
16/10/01	60	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	H	0.493	0.054	n.a	0	0.012	56.421	0	0.079	0	0	0.129	n.a	57.216	98.7	1.2	0.0	0.1	0.0	0.1	2973	418	-	0	93	403237	0	621	0	0	1155	-
16/10/01	63	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	H	0.117	0	n.a	0	0.102	54.698	0	0.023	0	0	0.045	n.a	54.985	99.6	0.3	0.1	0.0	0.0	0.1	705	0	-	0	793	390923	0	181	0	0	403	-
26/06/02	13	PG	Bovalar	CC en 2ª generacion fracturas	CED-9	0.127	0.025	0.21	0.051	0.278	55.046	0	0	0.075	0.013	0.064	n.a	55.889	99.2	0.3	0.4	0.0	0.0	0.4	766	194	841	431	2161	393410	0	0	603	104	573	-

Anexo 2, Tabla 4. Análisis químicos de microsonda electrónica en las distintas fases de carbonatos estudiadas en la Fm. Bovalar.